

**Stratigraphie und Faziesentwicklung
der Norischen Kalk-Dolomit-Folge (Hauptdolomit)
der Östlichen Lechtaler Alpen**

Rudolph Scherreiks
—

Januar 1971
—

Stratigraphie und Faziesentwicklung der Norischen Kalk-Dolomit-
Folge (Hauptdolomit) der Östlichen Lechtaler Alpen

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Ludwig-Maximilians-Universität

München

vorgelegt

von

Rudolph Scherreiks

aus

New York

Januar 1971



1. Berichterstatter: Prof. Dr. H. J. Schneider

2. Berichterstatter: Prof. Dr.-Ing. A. Maucher

Tag der mündlichen Prüfung: ~~26.1~~ 2.2 1971

3.2.77

Themenkomplex

Thema 1

1.1 Einführung

1.2 Beschreibung des Problems und der Aufgabenstellung

1.3 Lösungsansatz

1.4 Die Lösung

Meinen Eltern!

1.5 Zusammenfassung

1.6 Fazit und Ausblick

1.7 Literaturverzeichnis

1.8 Anhang

1.9 Quellenangaben

1.10 Literaturverzeichnis

1.11 Zusammenfassung

1.12 Fazit und Ausblick

1.13 Literaturverzeichnis

1.14 Zusammenfassung

1.15 Fazit und Ausblick

1.16 Literaturverzeichnis

1.17 Zusammenfassung

1.18 Fazit und Ausblick

1.19 Literaturverzeichnis

1.20 Zusammenfassung

1.21 Fazit und Ausblick

1.22 Literaturverzeichnis

1.23 Zusammenfassung

1.24 Fazit und Ausblick

1.25 Literaturverzeichnis

1.26 Zusammenfassung

1.27 Fazit und Ausblick

1.28 Literaturverzeichnis

1.29 Zusammenfassung

1.30 Fazit und Ausblick

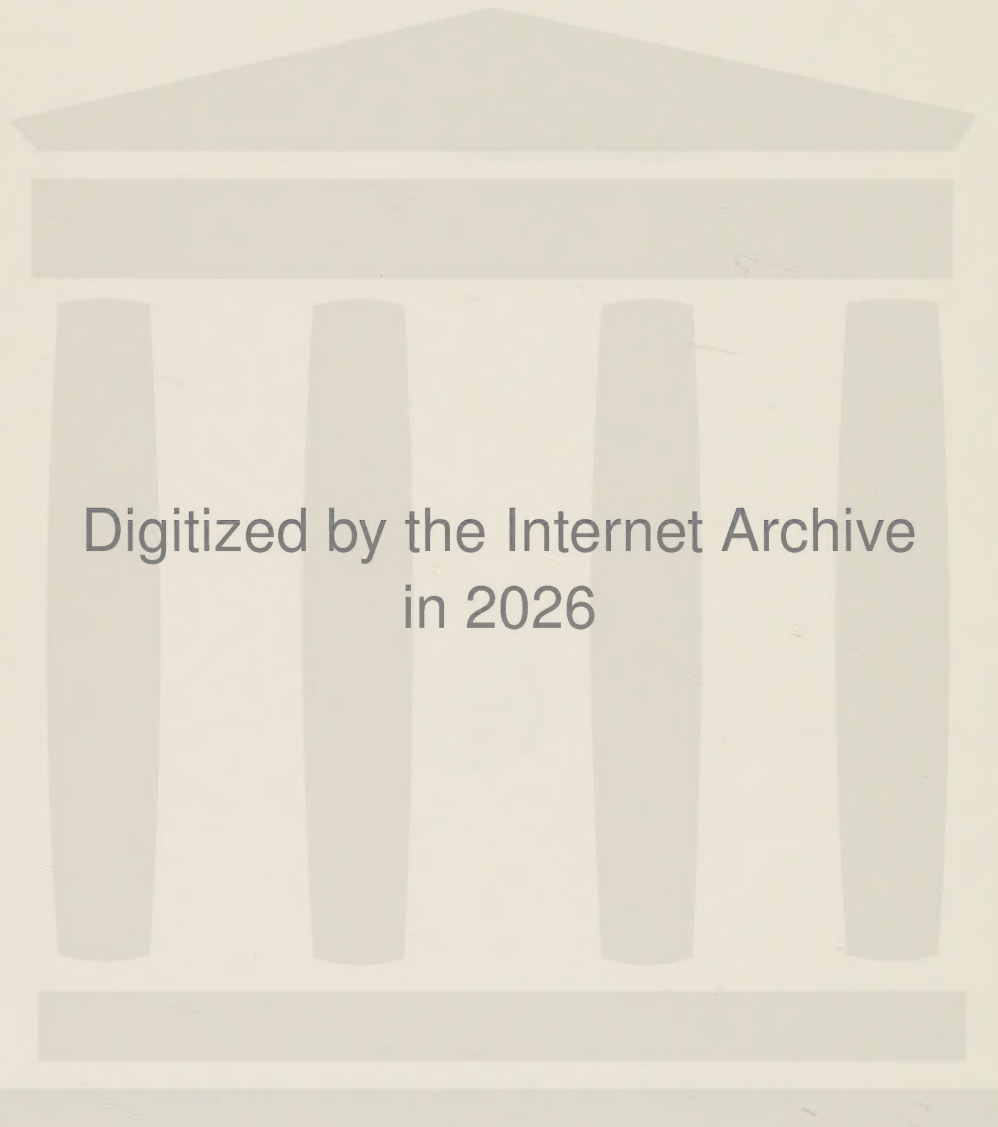
1.31 Literaturverzeichnis

1.32 Zusammenfassung

1.33 Fazit und Ausblick

1.34 Literaturverzeichnis

1.35 Zusammenfassung



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41555409_0040

Inhaltsverzeichnis

Seite

Vorwort

1.0 Einleitung	1
1.1 Veranlassung und Grundlagen für das vor- liegende Thema	1
1.2 Themenabgrenzung	2
2.0 Die Untersuchungsmethoden	3
2.1 Geländearbeit	3
2.11 Lage, Anzahl und stratigraphisches Niveau der Säulenprofile	3
2.12 Probenentnahme	3
2.2 Laboruntersuchungen	4
2.21 Anschliffe, Dünnschliffe und Folien- abzüge	4
2.22 Ca-, Mg-, und Sr-Analysen	6
2.221 Vorbereitung	6
2.222 Strontium-Analyse	6
2.223 Calcium- und Magnesium-Analysen	7
2.3 Allgemeine Grundlagen für die Klassifikation der Karbonatgesteine der Hauptdolomit-Folge	7
2.31 Klassifikations-Prinzipien	7
2.311 Die Grundmasse	8
2.312 Diagenetisch veränderte Grundmasse	9
2.313 Grundmassen-Komponenten-Karbonate	9
2.314 Komponenten-Typen (Intraklasten, Fossilien, Ooide, Einfach-Onkoide)	9
2.315 Klassifikations-Schema	12
2.32 Weitere für die Faziesbestimmung bedeut- same Parameter	14
2.321 Komponenten/Grundmassen-Verhältnis	14
2.322 Energie-Index	15
2.323 Zusammensetzung der Karbonatgestei- ne des Hauptdolomites	17
2.324 mm-Schichtgefüge	18
3.0 Stratigraphischer Überblick und paleogeo- graphische Verhältnisse	18
3.1 Bayerisch-Nordtiroler-Hauptdolomit-Fazies und angrenzende synchrone Faziesbereiche	18
3.2 Paleogeographische Verhältnisse und regional- tektonische Zusammenhänge	19

4.0 Hauptdolomit-Makrofazies und stratigraphische Faziesgliederungen	22
4.1 Makroskopische Merkmale der Gesteine des Hauptdolomites	22
4.11 Dolomit und mergelige Einschaltungen	22
4.12 Die Kalke der Hauptdolomit-Folge	23
4.2 Stratigraphische Makrofazies-Gliederung des Hauptdolomites in den Östlichen Lechtaler Alpen	24
4.21 Kalk-Einschaltungen im Unteren und Mittleren Hauptdolomit	25
4.211 Untere Basiskalke	25
4.212 Mittlere Basiskalke	26
4.22 Obere Hauptdolomit-Folge	29
4.221 Obere Basis-Kalke, die Naticaschichten	29
4.222 Oberrorische Kalk-Dolomit-Folge	31
4.2221 Ziegspitz-Schichten	32
4.2222 Plattenkalk	33
4.23 Erläuterungen zu den Profilen	34
5.0 Die Mikrofazies des Hauptdolomites	39
5.1 Die Fazies-Hauptgruppen, ihr Anteil im Gesamt-Hauptdolomit u. ihr Calcit- und Dolomitgehalt	39
5.2 Vergleich der drei Fazies-Hauptgruppen	41
5.21 Art und Verteilung der Komponenten in Lutiten, Siltiten und Spatiten	41
5.22 Volumen-Prozent-Anteile der Komponenten in Lutiten, Siltiten und Spatiten (Energie-Index)	45
5.23 Korngrößen-Klassen in Lutiten, Siltiten Spatiten; vorgefundene Komponenten	47
5.24 Der Dolomit-Calcit-Gehalt der Lutite, Siltite und Spatite	48
5.25 Quantitative chemische Analyse der Lutite, Siltite und Spatite	50
5.3 Die Lutit-Spezialfazies	54
5.31 Die Lutit-Spezialfazies, aufgegliedert nach Prozentanteilen	54
5.32 Lutit-Fazies ohne Komponenten	55
5.33 Komponentenhaltige Lutite	56
5.331 Verteilung der verschiedenen Komponenten	56
5.332 Prozentsätze der Komponenten (Vol.%) in den Lutit-Spezialfazies	57

5.333	Komponenten-Korngrößen der Lutit-Spezialfazies	58
5.334	Der Calcit- bzw. Dolomitgehalt der Lutit-Spezialfazies	59
5.34	Die mm- cm-Rhythmite (gekräuselte Stromatolithe und Intralutite resp. -spatite) der Hauptdolomit-Folge	60
5.4	Die Siltit- und Spatit-Spezialfazies	61
5.41	Die Komponenten der Siltit- und Spatit-Spezialfazies	62
5.42	Komponenten (Vol.%) in den Siltit- und Spatit-Spezialfazies	65
5.43	Die Komponenten-Korngrößen der Siltit- und Spatit-Spezialfazies	65
5.44	Calcit- bzw. Dolomitgehalt (Vol.%) der Siltit- und Spatit-Spezialfazies	67
5.45	mm-Schichtgefüge	68
6.0	Photo-Belege	69
7.0	Zusammenfassung der Ergebnisse	72
	Literaturverzeichnis	75

VORWORT

Die Anregung zu dieser Arbeit erhielt ich von meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. H.-J. SCHNEIDER, F.U. Berlin, unter dessen Führung ich bereits meine Diplomarbeit in München erstellen durfte. Ihm gebührt mein Dank in erster Linie, da er mir zahlreiche Hinweise für die Abhandlung des gestellten Themas und seine hilfreiche Unterstützung, auch an dem von ihm geleiteten Institut für Angewandte Geologie der Freien Universität Berlin, geboten hat.

Meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof. Dr.-Ing. A. MAUCHER bin ich zu ganz besonderem Dank verpflichtet, da er mir gestattete, die für meine Arbeit notwendigen technischen Einrichtungen an dem von ihm geleiteten Institut zu benützen, sodaß es mir möglich war, in München zu bleiben. Außerdem habe ich es seiner Fürsprache zu verdanken, daß meine wirtschaftlichen Verhältnisse während der Arbeit an meiner Dissertation durch meine Anstellungen bei der University of Maryland in München und am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München gesichert waren.

Nur durch das freundliche Verständnis und Entgegenkommen von Herrn Prof. Dr.-Ing. A. MAUCHER im Einvernehmen mit meinem Doktor-Vater Herrn Prof. Dr. H.-J. SCHNEIDER war es möglich, meinen persönlichen Wunsch, in München bleiben zu dürfen, zu erfüllen. Dafür möchte ich beiden Herren nochmals meinen allerherzlichsten Dank aussprechen.

Herrn Dr. I. FRUTH danke ich sehr herzlich dafür, daß er mich in die Praxis der geochemischen Arbeitsmethoden eingeführt und mich bei den ersten Schritten auf diesem Gebiet betreut hat.

Herr Dr. K. GERMANN half mir am Institut für Angewandte Geologie der Freien Universität Berlin mit Hinweisen und Ein-

führungen in die Methodik der Karbonat-Petrographie und bei der Erlernung von Färbe-Methoden, wofür ich ihm sehr zu Dank verpflichtet bin.

Die Herren Dr. D. HERM und Dr. P. WELLENHOFER vom Institut für Paläontologie und Historische Geologie der Universität München haben mir durch die von ihnen durchgeführten Fossilbestimmungen einen großen Dienst erwiesen, wofür ich ihnen herzlich danke.

Herr Dr. S. SCHIEMENZ hat mich durch sein hilfreiches Entgegenkommen bei meinen Arbeiten sehr unterstützt. Dafür möge er meinen aufrichtigen Dank entgegennehmen.

Herrn Dr. H. MILLER möchte ich für seine anregenden Hinweise anlässlich eines Geländebesuches herzlich danken.

Allen meinen Kommilitonen und den Angestellten des Institutes für Allgemeine und Angewandte Geologie und Mineralogie danke ich für ihr freundliches Interesse und ihre Hilfsbereitschaft.

Für die sprachliche Beratung und Betreuung dieser Arbeit gebührt mein besonders herzlicher Dank Frau Dr. med. Judith ERTL.

1.0 Einleitung

1.1 Veranlassung und Grundlagen für das vorliegende Thema

Das von meinem Lehrer und Doktorvater Herrn Prof. Dr. H.J. SCHNEIDER im Juni 1967 für die hier vorgelegte Doktor-Dissertation vorgeschlagene Thema "Stratigraphie und Faziesentwicklung der Norischen Kalk-Dolomit-Folge (Hauptdolomit) der Östlichen Lechtaler Alpen", stellt eine unmittelbare Fortsetzung und Vertiefung der im Rahmen meiner Diplomarbeit (1967) durchgeführten Untersuchungen dar, die sich zum Teil bereits mit der Feinstratigraphie des Hauptdolomites beschäftigen. Auf den Ergebnissen dieser Diplomarbeit aufbauend, soll die hier präsentierte Dissertation durch die folgenden zwei Punkte motiviert werden:

1. Es besteht große Unklarheit hinsichtlich der Stratigraphie und Faziesgliederung der außergewöhnlich mächtigen Norischen Sedimentfolge der Bayerisch-Nordtiroler Kalkalpen. Die Fazies des Norischen Karbonatgesteins in der Lorea-Gruppe sind sehr unterschiedlich und weisen eine charakteristische Entwicklung auf. Fossilführende Schichten in der Hauptdolomit-Folge der Lorea-Gruppe könnten, abgesehen von ihren interessanten Fazies-Aspekten, auch in stratigraphischer Hinsicht von Bedeutung sein.
2. Das tektonische Gefüge der weiten Hauptdolomit-Gebiete zwischen Imst und Oberammergau kann nur dann geklärt werden, wenn man über die wahren Mächtigkeiten und die Fazies-Gliederungen der Hauptdolomit-Folge besser informiert ist.

Die sedimentpetrographischen Untersuchungen konzentrierten sich auf die Kalk-Dolomit-Folge des Oberen Hauptdolomites in der

Lorea-Gruppe und ihrer Umgebung (= das auf der Alpenvereins-Karte "Wetterstein und Mieminger Gebirge"/Westblatt/ erfaßte Hauptdolomit-Gebiet). Die Hauptprofile wurden in diesem Gebiet aufgenommen und die Fazies-Untersuchungen sind mit Hilfe von modernen karbonat-petrographischen Methoden (chemische Analysen, Makro- und Mikro-Gefügeanalysen mit Hilfe von gefärbten Dünnschliffen und Acetat-Folienabzügen "dry peels") durchgeführt worden (2.0).

1.2 Themen-Abgrenzung

Das Thema dieser Doktorarbeit beschränkt sich somit auf die Behandlung folgender Probleme:

1. Die Beschreibung der verschiedenen Fazies-Gruppen im Hauptdolomit gemäß ihrem makro- und mikroskopischen Gefüge, sowie ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzung.
2. Die Interpretation der verschiedenen sedimentären Milieus, in denen sich diese Fazies entwickelt haben. (Diagenetische Veränderungen, wie z.B. Zementation und Dolomitisierung werden nur in Bezug auf das sedimentäre Milieu besprochen. Spätdiagenetische Prozesse, wie z.B. Sammelkristallisation, Suturbildung und tektonische Veränderungen müssen hier vernachlässigt werden. Dolomitbildung wird nur im Zusammenhang mit der Faziesbeschreibung besprochen, wobei folgende Fragestellungen behandelt werden: Ist Dolomitgestein im Hauptdolomit ein Sedimentärmilieu-Anzeiger und in welchen Faziesgruppen findet man Dolomit?)
(Die Behandlung der geochemischen Probleme der Dolomitentstehung würde über den Rahmen des gestellten Themas hinausgehen.)
3. Stratigraphische Gliederung des Hauptdolomites der Östlichen Lechtaler Alpen auf Grund dieser Faziesgruppen-Einteilung.

4. Erörterung der regional-tektonischen Zusammenhänge zwischen Faziesverteilung und Mächtigkeit der Hauptdolomit-Folge.

2.0 Die Untersuchungsmethoden

2.1 Geländearbeit

2.11 Lage, Anzahl und stratigraphisches Niveau der Säulenprofile

Zehn Hauptprofile, mit denen der Autor schon vor Beginn der hier vorgelegten Arbeit vertraut war, waren in der Lorea-Gruppe sowie in der Ups- und Daniel-Gruppe aufgenommen worden (Alpenvereins-Karte "Wetterstein-Mieminger Gebirge"/Westblatt/). Drei zusätzliche Kontroll-Profile (P,R,S) wurden nördlich und südlich von den bereits erwähnten Gebieten aufgenommen. Die Auswahl der drei "Kontroll-Profile" wurde auf der Basis der Karten von AMPFERER (1932) und KUHNERT (1967) und den dazu gehörigen Erläuterungen der Autoren dieser Karten getroffen (s. Übersichtskarte).

Den Schwerpunkt der Fazies-Untersuchungen bildet der Obere Hauptdolomit, der im Hangenden mit den Kössener Schichten abschließt und vom Mittleren Hauptdolomit durch besondere fossilführende Kalke (Natica-Schichten) getrennt wird. Die Basis des Unteren Hauptdolomites, die Raibler Schichten (Karn), ist im Profil P (südlich von der Heiterwand) einbezogen. Somit schließen alle Profile mindestens ein bekanntes Bezugs-Niveau ein.

2.12 Proben-Entnahme

Die Geländearbeit bestand aus der Beobachtung und Beschreibung der verschiedenen Makro-Faziesgruppen und der Sammlung von Gesteinsproben. Die meisten der 650 Proben wurden orientiert entnommen. Da jedes Profil eine Mächtigkeit von mehr als

1000 m aufweist, mußte die Anzahl der Proben stark beschränkt werden. Abgesehen von den zusätzlich entnommenen Proben an den Stellen, an denen eine Fazies-Änderung ersichtlich war, wurde in Abständen von etwa 25 m jeweils eine Gesteinsprobe entnommen. Auf diese Weise konnten alle bedeutenderen Fazies-Änderungen und wohl alle in diesem Gebiet vorkommenden Spezialfazies-Typen erfaßt werden; allerdings muß damit gerechnet werden, daß sicherlich viele Änderungen im mikroskopischen bis cm-Bereich übergangen worden sind.

2.2 Laboruntersuchungen

2.21 Anschliffe, Dünnschliffe und Folienabzüge

Aus fast allen bei der Geländearbeit gewonnenen Gesteinsproben wurde gewöhnlich mindestens eine Scheibe ausgesägt und wenigstens eine der so erhaltenen Oberflächen wurde jeweils angeschliffen (SiC-Körnung 800). Dieses initiale Vorgehen gestattete es, weitere makroskopische und mikroskopische (Bino-kular, 20- bis 100-fache Vergrößerung) Besonderheiten zu erkennen und erleichterte die Entscheidung darüber, wo und von welchen Stücken Dünnschliffe bzw. Folienabzüge anzufertigen waren. Da die Dünnschliffe hauptsächlich zum Studium des Karbonatgefüges und der Fossilien dienen sollten, wurden sie mit Absicht dicker (paläontologische Schliffe) als normalerweise üblich, angefertigt. Jeder der 225 angefertigten Dünnschliffe wurde mit Alizarin-S angefärbt (MÜLLER 1964), um CaCO_3 -Anteile kenntlich zu machen. Da die Gesteinsarten der Hauptdolomit-Folge entweder Kalke, Dolomite oder Intermediärformen dieser beiden Typen sind, die gelegentlich von dünnen mergeligen Zwischenschichten unterbrochen werden, hebt die den Calcit darstellende Färbung diesen von dem ungefärbt gebliebenen Dolomit deutlich ab.

Über dreihundert Folienabzüge wurden angefertigt, wobei die Haematoxylin-Färbung des Calcites nach HARRIS angewandt wurde. Dieses Verfahren wurde nach den Angaben von MÜLLER (1964) und GERMANN (1965) durchgeführt. Bei einigen Proben wurde anstelle der Calcit-Färbung eine Dolomit-Färbung (GERMANN 1965) vorgenommen. Es wurden außerdem einige Folienabzüge von solchen Anschliffen, die später für die Herstellung von Dünnschliffen benutzt wurden, hergestellt. Der Vergleich der verschiedenen Färbemethoden erwies ihre Gleichwertigkeit.

Die Dolomit-Färbung der Folienabzüge mit FeCl_3 - und Kaliumhexacyanoferrat II-Lösung (GERMANN 1965) ist jedoch viel schwieriger und mehr zeitraubend als das Färben des Calcites mit Haematoxylin. Für die Untersuchung des Karbonatgefüges und der Mikrofossilien eignen sich Folienabzüge gewöhnlich ebenso gut wie Dünnschliffe. Folienabzüge haben vor allem den Vorteil, leichter und schneller herstellbar zu sein (während eines normalen Arbeitstages können ohne weiteres etwa 20 F.A. hergestellt werden. Mit Hilfe eines Zählgerätes und eines Kreutztisches konnte an den gefärbten Dünnschliffen und Folienabzügen eine halbquantitative chemische Analyse (Calcit-/Dolomit-Anteil) durchgeführt werden. Das Zählgerät wurde auch für die quantitative Bestimmung des Komponenten/Grundmassen-Verhältnisses und für die Ermittlung der durchschnittlichen Korngrößen eingesetzt. Es wurden die größten Korn-Durchmesser mit einem Meßokular bestimmt. Für die quantitativen Arbeiten wurden auch weitgehend Normen-Tafeln benutzt, wobei sich herausstellte, daß die so zustandekommenen Ergebnisse den mit Hilfe des Zählgerätes errechneten ($\pm 5\%$) entsprachen (FOLK 1951; TERRY et.al.1955; ALLEN 1956). Wegen der Möglichkeit, mit ihrer Hilfe den relativen Prozentsatz der diversen Bestandteile äußerst rasch feststellen zu können, sollten diese Norm-Tabellen dann verwendet werden, wenn große Mengen von Gesteinsproben untersucht werden müssen.

Für die mikroskopische Bestimmung der qualitativen Charakteristika wurden die Veröffentlichungen zahlreicher Autoren aus dem

immensen Angebot karbonatpetrographischer Literatur herangezogen (s. 2.3).

2.22 Ca-, Mg- und Sr-Analysen

Ein Atomabsorptions-Spektrophotometer (Typ EEL 140) wurde für die Bestimmung Ca-, Mg- und Sr-Gehaltes von 70 Gesteinsproben, die den beiden Profilen K und B der Lorea-Gruppe entnommen worden waren, sowie für die Analyse von Proben der Natica-Schichten und des Plattenkalkes in mehreren anderen Profilen, verwendet.

2.221 Vorbereitung

Etwa 100 g einer jeden Gesteinsprobe wurden mit einer Scheibenschwingmühle zu einem feinen Pulver vermahlen; davon wurde je 1 g abgewogen und in 20 ml 2N HCl bei gleichzeitiger Erwärmung aufgelöst.

Jede dieser Lösungen wurde filtriert; das Filtrat wurde gewogen, um den in HCl unlöslichen Gesteinsanteil festzustellen.

Aus diesen 70 Stammlösungen wurden für jede einzelne Analyse eine besondere, verdünnte Lösung hergestellt, die sich für den Bestimmungsbereich des entsprechenden Elementes als geeignet erwiesen hatte.

2.222 Strontium-Analyse

Aus jeder Stammlösung wurde 1 ml mit aqua bidest. auf 10 ml verdünnt. Diese 1:10-Lösung wurde für die Atomabsorptionsanalyse verwendet. Eichlösungen wurden aus SrCl_2 zubereitet.

2.223 Calcium- und Magnesium-Analysen

Aus jeder Stammlösung wurden 0,1 ml mit aqua bidest. auf 100 ml verdünnt. Diese 1:1000-Lösung wurde sowohl für die Calcium- als auch für die Magnesium-Analyse mit dem Atomabsorptions-Spektrophotometer verwendet. Eichlösungen für Ca und Mg wurden aus den Chloriden dieser Elemente zubereitet. Fehler im ppm-Wert von $\pm 10\%$ entsprechen eventuellen Ungenauigkeiten von $\pm 0,01$ ml bei der Abmessung der Stammlösungen.

Die Sr-, Ca- und Mg-Analysen der 70 Gesteinsproben erforderten, einschließlich der nötigen Vorarbeiten und der Zubereitung der Eichlösungen für jedes Element, insgesamt 4 Wochen.

2.3 Allgemeine Grundlagen für die Klassifikation der Karbonatgesteine in der Hauptdolomit-Folge

2.31 Klassifikations-Prinzipien

Die in dieser Arbeit verwandte Klassifikation der Karbonatgesteine leitet sich ab von der bekannten und weitverbreiteten von FOLK (1959) ausgearbeiteten Klassifikation. Diesem grundlegenden Beitrag zur Karbonat-Petrologie wurden, in Bezug auf Sammelkristallisation und Dolomitisierung, bedeutende Ergänzungen von GERMANN (1966) und GERMANN in MÜLLER-JUNGBLUTH und TOSCHEK (1969) hinzugefügt. Viele interessante Impulse finden sich auch in den etwas umfassenderen Klassifikationen von SANDER (1967), der sich wertvolle Anregungen seitens der Erdöl-Industrie zunutze gemacht hat, und in BISSELL und CHILINGAR (1967). Die ebenso einfache wie ingeniöse Klassifikation von FOLK mußte weiter modifiziert werden, um sie den in der hier vorgelegten Arbeit erforderlichen Spezialuntersuchungen anzupassen. Die hier durchgeführte Faziesuntersuchung im Hauptdolomit führt zu einem petrographischen Modell, das

sich erstens auf eine, auf den Arbeiten der obengenannten Autoren beruhende Klassifikation und zweitens auf karbonat-petrographische Spezialarbeiten über alte und rezente Karbonatsedimente stützt.

Die Karbonat-Klassifikation basiert auf einer Kombination von quantitativen und genetischen Gliederungen; sie berücksichtigt die Korngrößenverteilung und die genetische Herkunft aller Einzelbestandteile. Die hier verwendeten granulometrischen Einteilungen entsprechen den GRABAU und WENTWORTH-Skalen.

2.311 Die Grundmasse

Sie besteht aus verfestigtem Karbonatschlamm (mit nicht-karbonatischen (+ terrigenen) Beimischungen derselben Korngrößen-Klasse). Die Grundmasse kann entweder direkt aus dem Meerwasser ausgefällt worden sein (orthochemische Grundmasse nach FOLK (1959)), oder sie kann, wenigstens teilweise, aus feinstem Karbonat-Detritus (aus bioklastischen oder anderen kontemporären Sedimenten stammend) bestehen. Die obere Grenze der Grundmassen-Korngröße wurde von FOLK mit 0,004 mm und von SANDER (1967) mit 0,0625 mm festgesetzt. Im Hauptdolomit scheint die Grundmassen-Korngröße unterhalb 0,016 mm zu liegen. Nach DEFORD (1946) ist das die Aphanit-Phanerit-Grenze, die auch GERMANN (1969) für seine Gliederung verwendet. In Anlehnung an SANDER werden hier Karbonate mit Grundmassen-Korngrößen von weniger als 0,004 mm Lutit genannt und die Karbonate, die in der hier vorgelegten Arbeit als Siltite bezeichnet werden, weisen eine Grundmassen-Korngrößenverteilung zwischen 0,004 und 0,016 mm auf. Diese Unterteilung aphanitischer Grundmassen in zwei Gruppen, nämlich Lutite und Siltite ist für die Unterscheidung von zwei Fazies-Hauptgruppen im Hauptdolomit (5.0) wichtig. (Beispiele von Siltiten und Lutiten s. Photos 10-19).

2.312 Diagenetisch veränderte Grundmassen

Gewöhnlich ist die Grundmasse durch diagenetische Vorgänge verändert. Stark sammelkristallisierte Karbonate werden hier Sparite genannt (GERMANN 1969); dolomitisierte Grundmasse, die noch als Lutit oder Siltit erkennbar ist, wird hier Dololutit bzw. Dolosiltit genannt. Sammelkristallisierte Dololutite oder Dolosiltite, deren ursprüngliche Grundmasse nicht mehr ausgemacht werden kann, werden hier als Dolosparite bezeichnet. (Beispiele hierfür s. Photos 20-22.)

2.313 Grundmassen-Komponenten-Karbonate

Korngrößen-Verteilungskurven mit zwei oder mehr Maxima können aus der Sammelkristallisation einer einfachen aphanitischen Grundmasse resultieren, wenn einige Kristalle schneller als andere wachsen. Häufiger jedoch entstehen zwei oder mehr Maxima infolge des Vorhandenseins von größeren in der Grundmasse eingebetteten Komponenten (= Allochems, FOLK 1959). Je nach der Art der Grundmasse unterscheidet man drei Typen allochemischer Karbonatgesteine: Lutite und Siltite mit Komponenten und Komponenten, die durch karbonatische Zemente miteinander verbunden sind (Spatite). Der Zement wird in den Poren zwischen den einander gegenseitig abstützenden Komponenten chemisch angelagert. Derartige Gesteine werden nach dem von B. SANDER (1936) geprägten Begriff der "Spatisation" (GERMANN 1969) benannt.

Als Matrix wird hier solche Grundmasse, in der Allochems eingebettet sind (FOLK 1959), bezeichnet. Allochemische Karbonate, die eine extensive Sammelkristallisation aufweisen, werden, wie oben erwähnt, Sparite genannt. (Beispiele Photos 4-9.)

2.314 Komponenten-Typen

Intraklasten sind nach FOLK (1959) ".... fragments of penecontemporaneous usually weakly consolidated carbonate sediment

that have been eroded from adjoining parts of the sea bottom and redeposited to form a new sediment". Allochemische Karbonate, die Intraklasten enthalten, sind "Resedimente" im Sinne von B. SANDER (1936, S. 77-78) ".... Diese Komponente "(Fragmente)" verschiedenen Aufbereitungsgrades wird im Bildungsraume des Resediments in der selben Zeit als Detritus erzeugt und angelagert." Der Terminus "Intraklast" wird in dieser Arbeit in dem Sinne, wie in FOLK (1959, S. 4-6) vorgeschlagen und beschrieben hat und wie ihn GERMANN (1969) verstand, verwendet. (s. Photos.)

Intraklasten bestehen aus Lutit, der oft auch Fossilien und ältere Intraklasten enthält. Feinste Lamellen oder siebähnliche Struktur lassen eine organogene Herkunft (Kalkalgen-Matten) vermuten (Photos 12 u. 13). Man findet solche Intraklasten sowohl in lutitischer, siltitischer und spatitischer als auch in sparitischer Grundmasse. Auf Grund ihrer Zusammensetzung muß angenommen werden, daß alle Intraklasten im Lutitbildenden Milieu entstanden sind. Die am wenigsten abgerundeten Intraklasten finden sich in Lutiten, die abgerundetesten in Spatiten (Photo 4 u. 25).

In Bezug auf den Ursprung der Intraklasten kommen sowohl FOLK (1959) als auch GERMANN (1969) zu ähnlichen genetischen Schlußfolgerungen: Erosion von frischen teilweise verfestigten Sedimenten durch Wellentätigkeit bei Stürmen oder durch die Wasserbewegungen beim Gezeitenwechsel. Es sind die Sedimente, Algen-Matten und Resedimente der intertidalen bis supratidalen Zone, die hier betroffen sind.

Primär rundliche aus feinklutitischem Material aufgebaute Komponenten, die ihrer Gefügebeschreibung nach jedoch nicht von

abgerundeten Intraklasten zu unterscheiden sind, werden Pellets (ILLING 1954) oder Pillen (FÜCHTBAUER u. MÜLLER 1970) genannt. Bei den Untersuchungen ergaben sich keine diagnostischen Anhaltspunkte, die den Gebrauch der Bezeichnung "faecal pellets" bzw. Kotpillen rechtfertigen würden. Die winzigen Rundkörperchen (ca. 0,03 mm), die man in sammelkristallisierten Lutiten vorfindet und die auch häufig als poikilitische Einschlüsse in größeren Kristallen auftreten (Photos 21-22), dürfen oft eher Matrix-Relikte (Pseudo-Pellets) als echte Allochems sein. FOLK (1959) richtete einen solchen Verdacht auch gegen einige von ihm untersuchte "Pelmicrites". In manchen Fällen sind jedoch solche Rundkörperchen Relikte von Intraklasten in Silt- bis fein-Arenit-Größenordnung. In der vorliegenden Arbeit wurden die doppeldeutigen Rundkörperchen (Matrix?, Intraklasten?) als Mikropellets bezeichnet. Für die hier durchgeführte Faziesuntersuchung haben sie nur einen sehr geringen Aussagewert.

Karbonatgesteine, die Intraklasten enthalten, werden hier als Intralutit, Intrasiltit usf. bezeichnet.

Fossilien sind sehr wichtige und leicht erkennbare Komponenten. Im Hauptdolomit kommen Foraminiferen, Ostracoden, Pelecypoden und Gastropoden, manchmal sogar massenhaft, vor. Meist sind sie als Calcit, häufig als Dolomit und gelegentlich als Coelestin erhalten. In den Faziesbeschreibungen werden die verschiedenen Fossilien näher besprochen werden. Sehr häufig kann man ganz feines bioklastisches Material (Silt bis ganz feiner Arenit) erkennen. Solche anonyme Schalenfragmente werden Mikrobioklasten genannt.

Bei der Karbonat-Klassifikation werden Fossilien als allochemische Komponenten behandelt. Das bedeutet nicht, daß hier

vorgefundene Fossilien nicht auch autochthon sein können. Sobald sie in einer Fazies auftauchen, werden sie durch das der Bezeichnung des Grundmassen-Typs vorangesetzte Präfix "Bio-" angezeigt (z.B. Biolutit, Biosiltit u.s.f.) (Photos 4, 9, 14, 16).

Ooide sind allgemein bekannte Körner, die einen Nukleus besitzen, der aus einem Fossilfragment, einem Intraklasten oder aus einem kleinen Kristall bestehen kann; der Nukleus wird von mehreren konzentrischen Lagen, die eine Radial-Textur erkennen lassen und die ursprünglich wohl als Aragonit angelegt waren, umhüllt. Die Ooide im Hauptdolomit sind mittel- bis grob-arenitisch (selten fein-ruditisch) (Photo 4). Die Umweltverhältnisse, in denen sich Ooide bilden, sind aus Studien über rezente Karbonat-Sedimente (z.B. ILLING 1954 und verschiedene Autoren in FÜCHTBAUER u. MÜLLER 1970) wohl bekannt. Ooidhaltige Karbonatgesteine werden durch das der Grundmassen-Bezeichnung vorangesetzte Präfix Oo- gekennzeichnet (z.B. Oospatit).

Einfach-Onkoide (MÜLLER-JUNGBLUTH/TOSCHEK 1969; FÜCHTBAUER u. MÜLLER 1970) bestehen aus einem Nukleus (gewöhnlich ein Intraklast, manchmal auch Schalenfragmente), der von einer dünnen Schicht mikrokristallinen (lutitischen) Karbonates überzogen ist. Die extrem feine Korngröße dieser Überzüge deutet auf eine Kalkalgen-Inkrustation (Blaugrün-Algen) hin. Auf alle Fälle war ein gewisses Ausmaß von Wasserturbulenz nötig, um diese Lutithüllen gleichmäßig um den Nukleus herum anzulagern. (z.B. Onkoidspatit, s. Photos 6-8).

2.315 Klassifikations-Schema

Karbonat-Gestein kann zum einen auf Grund seiner Grundmassen-Klasse und zum anderen auf Grund der Art der Komponente(n) (falls vorhanden), die in die Grundmasse eingebettet sind, be-

schrieben und klassifiziert werden.

Das folgende Schema (vereinfacht und ergänzt) nach FOLK (1959), SANDER (1967) und GERMANN (1969) stellt die hier benutzte Gliederung dar.

Komponenten	Grundmasse			
	Aphanit 0.016		Spatit	Sparit
	Lutit < 0.004	Siltit > 0.004 < 0.016	(Komponenten + Zement)	(sammelkrist. Grundmasse)
Intraklasten	Intralutit	Intrasiltit	Intraspatit	Intrasparit
(Übergang)	Intrabiolutit	Intrabiosiltit	Intrabiospatit	Intrabiosparit
Fossilien	Biolutit	Biosiltit	Biospatit	Biosparit
Ooide (bzw. Onkoide)	Onkoidlutit ¹⁾	Oosiltit	Oospatit	Oosparit
ohne Komponenten	Lutit	Siltit		Sparit

¹⁾ Oolutite wurden im Hauptdolomit nicht beobachtet.

Die Korngröße (arenitisch oder ruditisch) der Komponenten in einer bestimmten Grundmasse ist bei der Nomenklatur ebenfalls berücksichtigt; die Endsilbe -arenit oder -rudit wird an den Gesteinsnamen angehängt (z.B. Intralutitrudit). Da die meisten Karbonatgesteins-Komponenten arenitische Korngrößen aufweisen (FOLK 1959), kann die Endsilbe -arenit (wie z.B. Oospatitarenit) ohne weiteres weggelassen werden, um die etwas unförmige Nomenklatur zu vereinfachen (z.B. Intrabiolutitarenit = Intrabiolutit).

Karbonatgesteins-Klassifikationen betreffen auch noch Qualifikationen bezüglich der prozentualen Anteile der einzelnen vorhandenen Komponenten. In dieser Hinsicht erscheint mir FOLKS Klassifikation (1959) zu kompliziert; der von SANDER festgesetzte 25%-Mindestgehalt ist für die Untersuchung der Hauptdolomit-Folge, die gewöhnlich nur sehr wenige Komponenten enthält, zu hoch angesetzt (s. 2.321).

2.32 Weitere, für die Faziesbestimmung bedeutsame Parameter

2.321 Komponenten/Grundmassen-Verhältnis

Für sämtliche untersuchten Proben wurde das Verhältnis der Komponenten zur Grundmasse in Vol. % bestimmt (Flächen % im Dünnschliff bzw. Folienabzug wird Vol. % gleichgesetzt). Um die Komponenten in die jeweilige Bezeichnung einer jeden Mikrofazies einzubeziehen, wurden, der Einfachheit halber, die Komponenten in drei Prozentsatz-Klassen eingeteilt. Die erste Gruppe betrifft die reinen Grundmassen-Karbonate, die keine Komponenten enthalten; es können dies sowohl Lutite als auch Siltite oder Sparite sein. Die zweite Gruppe umfaßt Karbonate, deren Grundmasse Komponenten bis zu einem Anteil von 10 Vol.% enthält; auch hier kommen nur Lutite, Siltite und Sparite, die mit den in Klammern vorangesetzten Namen ihrer Komponente(n) bezeichnet werden, in Betracht (z.B.: (Bio)lutit, (Intra)sparit, (Intrabio)lutit). Sobald in einer Grundmasse die Komponenten mehr als 10% des Gesamtvolumens ausmachen, wird in der Mikrofazies-Bezeichnung die Komponenten-Vorsilbe nicht eingeklammert (z.B.: Biosiltit, Oointrasiltit u.s.w.). Spatite können nur dann entstehen, wenn ein Gerüst von einander abstützenden Komponenten vorhanden ist (FÜCHTBAUER u. MÜLLER 1970). Die im Hauptdolomit vorgefundenen Spatite enthielten immer mehr als ca. 55 Vol.% Komponenten.

2.322 Energie-Index

Das Komponenten/Grundmassen-Verhältnis ist vor allem wichtig, um den relativen Energie-Index eines Milieus (nach LEIGHTON und PENDEXTER 1962; PLUMLEY et.al. 1962 und anderen Autoren in BISSELL und CHILINGAR 1967) (s.Tab. 1) zu bestimmen. Theoretisch hängt das Mengenverhältnis der Komponenten zur Grundmasse vom Grade der Wasserturbulenz (Wellentätigkeit oder Strömung) ab. Das läßt sich am Beispiel von Spatiten ersichtlich machen; in diesem Fall lassen die Umweltverhältnisse nur gröbere Komponenten sich ablagern, die später durch Zemente miteinander verbunden und verfestigt werden. Ooide, für deren Zustandekommen Wasserturbulenz erforderlich ist, sind typische Spatit-Komponenten. Aphanite mit hohem Komponenten-Anteil scheinen dieser Vorstellung zu widersprechen. Komponentreiche Aphanite können sich jedoch entwickeln, wenn feines Sediment die Poren zwischen den bereits abgelagerten Komponenten ausfüllt, oder aber, wenn das Energie-Niveau plötzlich ansteigt und ebenso plötzlich wieder abfällt, wenn also gröberes und feines Material bewegt wird und sich dann gemeinsam wieder absetzt (Resediment), noch ehe eine Sortierung erfolgen konnte.

Das Studium rezenter Algen-Matten in den Bahamas (NEUMANN et. al. 1970) hat gezeigt, daß bestimmte feinkörnige Sedimente bei einem relativ hohen Energie-Index existieren können, weil ihre Bestandteile von Algen-Filimenten, -Röhrchen und -Schleim zusammengehalten werden.

Tabelle 1

(Nach LEIGHTON und PENDEXTER 1962; PLUMLEY et.al. 1962)

Milieu	Energie-Index und Komponenten-Vol. %	
mäßig bis stark bewegtes Wasser	IV	75 %
	LUTITE	SILTITE
leichte Wasser- bewegung (Hin- und Herbewe- gung)	III ₃ III ₂ III ₁	
	50 %	
intermittierend bewegtes Wasser (alternierend be- wegt und ruhig)	II ₃ II ₂ II ₁	
	25 %	
relativ ruhiges Wasser (nicht un- bedingt stagnie- rend, sanfte Be- wegung möglich)	I ₃ I ₂ I ₁	
	10 %	
	LUTITE	SILTITE

Im Hauptdolomit hat es sich gezeigt, daß Lutite, Siltite und Spatite manchmal auch den gleichen Energie-Index aufweisen können.

2.323 Zusammensetzung der Karbonatgesteine des Hauptdolomites

Der Dolomit- und Calcitgehalt der Karbonate ist für die Faziesuntersuchung des Hauptdolomites von großer Wichtigkeit. In den Säulenprofilen ist der Dolomit- respektive Calcitgehalt in vier Kategorien symbolisch dargestellt. Im Rahmen dieser Arbeit bezeichne ich Kalke mit weniger als 10 % Dolomitgehalt als "reine" Kalke und Dolomite mit weniger als 10 % Calcitgehalt als "reine" Dolomite. (Gewöhnlich werden diese "Reinheits"-Grenzen bei 5 % angesetzt, was aber die Differenzierungs-Möglichkeiten der hier verwendeten gefärbten Folienabzüge überfordern würde.) Die zwischen diesen beiden Extremen einzustufenden Karbonatgesteine werden als calcitischer Dolomit bzw. als dolomitischer Kalk bezeichnet (s. Legende). Feinere Unterteilungen können den beigegefügtten Profil-Tafeln entnommen werden.

Die Ergebnisse der Ca- und Mg-Analysen entsprechen in den meisten Fällen den durch Auswertung der gefärbten Folienabzüge und Dünnschliffe festgestellten Calcit- und Dolomit-Gehalten. Gelegentliche Abweichungen zwischen den Ca/Mg-Verhältnissen und den bei der Auswertung der Folienabzüge und Dünnschliffe gefundenen Calcit- und Dolomit-Anteilen sind durch nicht berücksichtigte calcitisch bzw. dolomitisch geheilte Klüfte verursacht. Der Vergleich der Ca/Mg-Verhältnisse mit den Calcit- und Dolomit-Anteilen wurde nach CHILINGAR (1957, 1960) vorgenommen.

Es ist nicht in erster Linie der Gegenstand dieser Arbeit, die Karbonate der Hauptdolomit-Serie in Calcit-Dolomit-Kategorien zu untergliedern, sondern es soll hier vielmehr herausgefunden werden, welche Karbonat-Fazies vorzugsweise aus Dolomit bestehen und welche nicht. (Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden zusammen und im Zusammenhang mit den einzelnen Fazies-Typen besprochen.

Bei 70 Proben wurde der nicht-karbonatische Anteil bestimmt. Der durchschnittliche Anteil von HCl-unlöslichen Rückständen betrug zwischen 10 und 15 Gew.%. Diese Substanzen können

aus Ton (möglicherweise andere Silikate), Quarz, Bitumen, Pyrit (möglicherweise andere Sulfide) und Coelestin (möglicherweise andere Sulfate) bestehen. Nur Tone und eventuell Quarz kommen als terrigene Bestandteile in Betracht. Sehr hohe (bis zu 30 %) Anteile unlöslicher Substanzen finden sich in manchen mergeligen Schichten und dort, wo Fossilien als Coelestin erhalten sind.

2.324 mm-Schichtgefüge

Für diese Faziesuntersuchung ist die Berücksichtigung des mm-Schichtgefüges von Bedeutung, weil es ein wichtiges diagnostisches Merkmal für bestimmte Faziestypen darstellt. Die Übergänge zwischen den verschiedenen Mikrofazies-Typen können naturgemäß bei der Dünnschliff-Untersuchung viel besser wahrgenommen werden, als im Gelände. Vor allem können so eng verwandte Faziestypen als solche erkannt werden. Die Korrelationen, die sich bei der Betrachtung der Säulenprofile zeigen, basieren auf solchen Beobachtungen sowie anderen makro- und mikro-faziellen Merkmalen.

3.0 Stratigraphischer Überblick und paleogeographische Verhältnisse

3.1 Bayerisch-Nordtiroler Hauptdolomit-Fazies und angrenzende synchrone Fazies-Bereiche

Die untersuchte und hier besprochene Sedimentfolge in den Östlichen Lechtaler Alpen und in den Südlichen Ammergauer Alpen gehört zum Bayerisch-Nordtiroler Faziesbereich der pelagischen Trias (Nördliche Ostalpen) (TRUSHEIM 1930; HABER 1934; BRINKMANN 1966). Hier folgt der (Norische) Hauptdolomit auf (Karnische) Raibler Schichten und geht meist mit einer kalkigen Serie im Hangenden - Plattenkalk - in die (Rhätischen) Kössener Schichten

über. Die gleiche Fazies-Reihenfolge hat sich auch in anderen Faziesbereichen (Vorarlberger und Westtiroler Faziesbereich, Ober- und Niederösterreichischer Faziesbereich und Lombardischer Faziesbereich) entwickelt. Der Hauptdolomit ist also weit verbreitet und wird synchron durch andere marine Norische Fazies bzw. terrestrische Keuper-Fazies vertreten: Im Berchtesgadener-/Dachstein-Faziesbereich geht der Hauptdolomit in die Kalke, Dolomite und Korallenkalke der Dachstein-Fazies über. Im Norden war die vorherrschend terrestrische Fazies des Oberen Mittelkeuper im Germanischen Becken durch eine Festlandschwelle von der Tethys getrennt.

3.2 Paleogeographische Verhältnisse und regional-tektonische Zusammenhänge

Die Beziehungen zwischen verschiedenen synchronen (Norischen) Faziesbereichen und der im Laufe der Zeit (Karn bis Rhät) sich ändernde Fazies-Charakter gestatten uns, die Hauptdolomit-Fazies der Lechtaler Alpen in einen generalisierten, großräumigen, sich zeitlich verändernden, paleogeographischen Rahmen einzuordnen (TRUSHEIM 1930; HABER 1934; KRAUS 1951; BRINKMANN 1966).

Die Karnische Zeit, die in der sandig-tonigen Raibler-Fazies starke kontinentale Einflüsse erkennen läßt (JERZ 1966), geht allmählich in eine Zeit immer stärker betonter Flachsee-Bedingungen über, die auf die Karnisch-Norische Transgression zurückzuführen sind. Die Kalk- und Dolomit-Fazies des Oberen Karn und des Nor zeigen diese Flachmeer-Herrschaft an, die sich durch das gesamte Nor bis hinein in das Rhät gehalten hat. Festland-Einflüsse werden in den Kössener Schichten des Rhät durch die Anwesenheit tonig-mergeliger Schichten wieder in ausgeprägter Weise erkennbar. Daß bei der Entwicklung der Hauptdolomit-Fazies kontinentale Einflüsse keineswegs völlig fehlten, beweisen tonige Verunreinigungen in Kalk und Dolomit,

sowie regelrechte tonige Einschaltungen. Diese kontinentalen Einflüsse werden besonders betont, wenn man den Norischen Hauptdolomit mit der Norischen Dachstein-Fazies vergleicht.

"Rund 28 km südlich vom tirolischen Nordrand verschwinden (im Salzkammergut) die von N hereinreichenden Trübungen in Dolomit und Kalk. Sie verwandeln sich unter weiterer Mächtigkeit Zunahme um 200 - 300 m in hellen Dachstein-Kalk und -Dolomit" mit "..... Streifen von Hochgebirgs-Korallenriffkalk" (in KRAUS 1951 S. 185).

Auf Grund dieser Beobachtungen kann man sich ein Bild von den paleogeographischen Gegebenheiten machen, die zur Entwicklung des Hauptdolomites geführt haben. Gegen Norden zu war das Flachmeer-Becken, in dem sich der Hauptdolomit abgelagert hat, von einer Festlandschwelle begrenzt; gegen Süden zu erfolgte ein Übergang zu rein mariner, sogar Korallenriffe einschließender, Fazies. Der Hauptdolomit entstand in diesem weiten flachen Lagunen/Meer ("back reef facies"). Wenn diese Verallgemeinerung zutrifft, dann stellt der Hauptdolomit in seiner Gesamtheit eine geschlossene übergeordnete Fazies dar, die zwar vorwiegend flachmarine Merkmale aufweist, aber doch auch terrestrische Einflüsse erkennen läßt. Der Hauptdolomit als Ganzes gesehen, hat zwar sehr viele gemeinsame makro- bis mikrofaziale Charakteristika (unter anderem z.B. dunkle Farbe, Bitumen- und Tongehalt, beschränktes Faunenspektrum, Vorherrschaft des Dolomites), kann aber keinesfalls monoton genannt werden. Innerhalb der Hauptdolomit-"back reef facies" können zahlreiche Spezialfazies unterschieden werden. In diesem Zusammenhang braucht man nur an die tonigen und kalkigen Einschaltungen im Dolomit und an die Ober-Norischen Kalke, die oft durch Dolomit faziell ersetzt sind, zu denken. Die Gliederung und Beschreibung der Spezialfazies im Hauptdolomit der Lechtaler Alpen ist der Hauptgegenstand dieser Dissertation.

Das ungleichartige allmähliche Absinken des Flachmeerbeckens das zu Mächtigkeits-Schwankungen führte, wird in dieser Arbeit als Ursache für die Entwicklung von Spezialfazies angesehen. Nach Meinung verschiedener Autoren (s. oben) gewinnt die gesamte Hauptdolomit-Folge nicht nur nach Süden zu an Mächtigkeit (von wenigen hundert Metern im Norden bis auf weit über 1000 m gegen Süden), sondern man kann auch in Ost-West-Richtung Mächtigkeitsschwankungen (von 600-1000 m bis auf 2000 m, in KRAUS 1951) beobachten.

"Das sind Anzeichen für ganz bedeutende Achsenhöhen-Schwankungen der während der Ablagerung ungleichartig niedersinkenden Mulden" (KRAUS 1951). Derartige W-E-Mächtigkeitsschwankungen, die auch von Faziesänderungen begleitet sind, können nicht nur innerhalb weiter Faziesbereiche, wie z.B. vom Hauptdolomit im Westen bis zur Dachsteinfazies im Osten, beobachtet werden, sondern solche Erscheinungen sind auch innerhalb der Östlichen Lechtaler Alpen vorhanden und von großer Bedeutung. Nach FRANK (in KRAUS 1951 S. 187) lag eine Norische Hauptsenkung in den Östlichen Lechtaler Alpen vor (dafür spricht auch die gewaltige Mächtigkeit der Hauptdolomit-Folge in diesem Gebiet). Nach FRANK nimmt der Hauptdolomit hier gegen Norden hin an Mächtigkeit ab und wird auch in südlicher Richtung etwas weniger mächtig. Dies bestätigt sich bereits innerhalb der kurzen Strecke von etwa 20 km zwischen dem südlichen Ammergebirge und dem Gebiet nördlich von der Heiterwand. Gegen die Südseite der Hochplatte zu ist der Obere Hauptdolomit etwa 900 m mächtig; im Bereich um das Lermooser Becken (die Hauptsenke) erreicht die Mächtigkeit des Oberen Hauptdolomites 1300 bis 1400 m und verringert sich in der südlichen Lorea-Gruppe wieder auf etwa 1000 m. Man kann hier Becken-, Rand- und Schwellen-Fazies unterscheiden.

4.0 Hauptdolomit-Makrofazies und stratigraphische Faziesgliederungen

4.1 Makroskopische Merkmale der Gesteine des Hauptdolomites

4.11 Dolomit und mergelige Einschaltungen

Die Hauptmasse des Gesteins der Hauptdolomit-Folge ist aus Dolomit aufgebaut; dieser Aufbau stellt auch das wesentliche Charakteristikum des Hauptdolomites dar. Der Hauptdolomit kann von anderen synchronen Dolomitfazies-Bereichen und den älteren Dolomitfazies der pelagischen Trias durch seine dunkle Farbe, seinen Bitumengehalt, einige sedimentäre und diagenetische Merkmale, durch sein tektonisches Verhalten, die Art seiner Verwitterung, das sporadische Auftreten von bituminösen mergeligen Einschaltungen und durch seine stratigraphische Lage, sowie, nicht zuletzt, durch seine Fossilarmut unterschieden werden. Diese Charakteristika sind wohl bekannt und wurden ausführlich in AMPFERER (1924, 1932), KOCKEL et al. (1931), HABER (1934) beschrieben. Hier mögen jedoch noch einige zusätzliche Bemerkungen gestattet sein.

Der Hauptdolomit ist gut gebankt (cm- bis m-Bereich), außer an solchen Stellen, wo tektonische Verformungen und starke Sammelkristallisation stattgefunden haben. Ein rhythmischer Wechsel sehr feiner dunklerer und hellerer planer bis kräuselig gebogener Millimeterschichtung ist typisch für den Hauptdolomit, fehlt aber häufig dort, wo es zur Dolosparit-Bildung gekommen ist. Zwischen den cm- bis m-Schichten kann man oft mergelige Zwischenlagen im mm-Bereich beobachten. Seltener findet man Einschaltungen bituminöser mergeliger, gewöhnlich mit einem Anstieg des Calcitgehaltes (s. 5.25) einhergehender, Schichten von cm- bis (etliche) m-Stärke. Solche mächtigere bituminöse Mergel-Einschaltungen gehören zum Faziestypus des "Bituminösen Seefelder Schiefers" (HRADIL et al. 1930).

Der Dolomit ist entweder extrem feinkörnig (lutitisch), wobei seine Grundmasse matt erscheint, ausgebildet oder er findet sich als gröber gekörnter (von $> 0,01$ bis etwa $< 0,1$ mm) "zuckerkörniger" Sparit.

Sedimentäre Brekzien (Intralutite und Intraspatite) sind sehr typische rhythmische Einschaltungen. Makrofossilien fehlen im Dolomit der hier untersuchten Region völlig.

Diese Dolomitfazies sind in der gesamten Hauptdolomit-Folge durchwegs sehr ähnlich. Mergelige und bituminöse Einschaltungen kommen im unteren Teil des Hauptdolomites ebenso wie in den höheren Partien dieser Folge vor.

4.12 Die Kalke der Hauptdolomit-Folge

Die Kalke des Hauptdolomites kommen entweder als schmale (5 - 50 m) Einschaltungen in den mächtigen Dolomitfolgen vor, oder sie bilden ebenfalls mächtige Lagen (ca. 100 - 1000 m), die aber nur für den Oberen Hauptdolomit charakteristisch sind. Seltener kommen bunte Einschaltungen (Zieg-Spitz-Schichten, s. 4.2221) vor. Die stark bituminösen Mergel sind oft kalkig. Auch die Kalke sind im Allgemeinen bituminös. Sowohl homogene ungeschichtete Grundmasse als auch plane mm-Schichtung sind übliche Befunde. Ungleich den Dolomit-Rhythmiten ist bei den Kalken eine kräuselig gebogene mm-Schichtung selten. Ebenso selten sind große (über 1. mm) Intraklasten in den Kalken zu beobachten. Auch stark sammelkristallisierte Grundmassen sind hier seltener. Makrofossilien (Pelecypoden und Gastropoden) treten oft, manchmal sogar massenhaft, auf.

Eine Anzahl verschiedener kalkiger Makrofazies-Typen kann man je nach Vorhandensein oder Nichtvorhandensein von Makrofossilien bzw. auf Grund anderer lithofazieller Kriterien und gemäß ihrer stratigraphischen Lage unterscheiden.

4.2 Stratigraphische Makrofazies-Gliederung des Hauptdolomites in den Östlichen Lechtaler Alpen

Die oberen und die unteren prostratigraphischen Faziesgrenzen (die Raibler bzw. die Kössener Schichten) können als in großen Zügen gesichert angesehen werden, denn sie zeichnen sich z.T. außer durch markante lithologische auch durch typische Biofazies aus. Im Hauptdolomit gibt es auch deutliche, oft sehr scharfe, lithologische Faziesunterschiede, wie die zwischen Kalk und Dolomit, zwischen mergeligen und besonders bituminösen mergeligen Kalken bzw. mergeligen Dolomiten. Solche unterschiedliche Fazies können aber nicht als Zeitmarken angesehen werden, da sie sowohl im untersten als auch im obersten Hauptdolomit angetroffen werden können.

Der Hauptdolomit der Östlichen Lechtaler Alpen weist nach Ansicht des Autors jedoch auch eine sehr sichere stratigraphisch gebundene Fazies zwischen Oberem und Mittlerem Hauptdolomit auf, nämlich eine regional sehr weit verbreitete, eine Faunengemeinschaft enthaltende Kalkfazies (s. Natica-Schichten), die aber in vertikaler Richtung nur relativ geringe Ausdehnung besitzt. Diese stratigraphisch gebundene Faziesentwicklung läßt sich schon im Gelände gut verfolgen und stellt daher ein besonders brauchbares Bezugs-Niveau dar.

Die hier vorgeschlagenen Faziesgliederungen zwischen Unterem und Mittlerem Hauptdolomit sind, wenigstens vorläufig, nicht sicher, da weder eine sehr originelle lithologische Fazies noch eine typische Biofazies entdeckt werden konnte. Die Grenzziehung zwischen Unterem und Mittlerem Hauptdolomit wird jedoch dadurch ermöglicht, daß ähnliche Fazies-Kombinationen in einer analogen stratigraphischen Lage aufgefunden werden.

Eine ähnliche Dreiteilung der Hauptdolomitfolge konnte MÜLLER-JUNGBLUTH (1968) in einem Profil im Gebiet nördlich von Landeck auf Grund von Fossilien, Bitumen- und Tongehalt sowie auf Grund des Schichtgefüges aufstellen. Seine "Bituminous"

Hauptdolomit-Lager könnte stratigraphisch den von mir nördlich der Heiterwand entdeckten Natica-Schichten entsprechen (SCHERREIKS 1967).

Die in der vorliegenden Arbeit vorgeschlagene feinstratigraphische Gliederung basiert auch auf der Verteilung von Calcit und Dolomit was in MÜLLER-JUNGBLUTH's Profil (1968) nicht berücksichtigt ist. Gegen das Konzept einer stratigraphisch korrelierbaren Faziesentwicklung, die etwa auf der Einschaltung von Kalkbänken im Dolomit basierte, gibt es verschiedene Einwendungen. Wenn nämlich, wie HABER (1934) annimmt, die kalkigen Fazies im Hauptdolomit nur zufällige Überbleibsel nach einer diachronen Dolomitisierung sind, dann können kalkige Schichten wohl kaum als stratigraphische Fazies-Bezugshorizonte angesehen werden. Wenn sich aber Dolomit nur in besonderen sedimentären Fazies ausgebildet hat, dann sind Gliederungen auf Grund der verschiedenen Kalk- und Dolomit-Verteilung schon wichtige sedimentäre Faziesgliederungen. Die Verteilung von Kalk und Dolomit in den untersuchten Profilen (Tafel I A und I B) zeigt bereits sehr deutlich, daß der Dolomit stratigraphisch gebunden ist; auch ist er weder wolzig verteilt, noch durch mergelige Schichten beeinflusst, wie es der Fall sein müßte, wenn azzendente, diachron in die Hauptdolomit-Fazies eingedrungene, Mg-reiche Lösungen für die Dolomitisierung verantwortlich wären (HABER 1934). Auch die mikrofaziellen Untersuchungen beweisen sehr eindeutig, daß Dolomit an bestimmte sedimentäre Fazies gebunden ist (5.0).

Die fein-stratigraphische Gliederung des Hauptdolomites der Östlichen Lechtaler Alpen (Unterer, Mittlerer und Oberer Hauptdolomit) wird mit Hilfe sedimentärer Makrofazies, die weiter unten beschrieben werden, getroffen und durch mikrofazielle (5.0) Untersuchungen unterstützt.

4.21 Kalk-Einschaltungen im Unteren und Mittleren Hauptdolomit

4.211 Untere Basiskalke (ca. 15 m)

Die Kalke, die man an der Raibler/Hauptdolomit-Grenze (Untere Basiskalke in Profil P) vorfindet, enthalten große Intraklasten

(Durchmesser bis 1 cm), und sind leicht dolomitisiert. Die stratigraphische Position dieser Kalke, die auf "mürbem" Raibler-Dolomit (JERZ 1966) aufliegen und von typischen Hauptdolomit-Dolomit-Rhythmiten überlagert sind, erlauben es, im Profil P südlich von der Heiterwand eine ziemlich deutliche Grenze zwischen den Raibler Schichten und dem Hauptdolomit zu ziehen. (Es fragt sich nur, ob man diese Faziesgrenze an der Basis oder an der oberen Begrenzung der kalkigen Zwischenschicht ansetzen soll. Der Verfasser hat sich für die Basis entschieden, weil hier die Grenze schärfer ist.) Die Basis dieser Kalke besteht aus dolomitischem Calci-Intralutitrudit. Ihre obere Partie wird nur ganz allmählich stärker dolomitisch (kalkige Dololutite und -sparite mit einigen kleinen Intraklasten) und geht in die typische Dolomit-Fazies des Hauptdolomites über. Die ruditischen Intraklasten sind zum Teil angerundet und können sowohl aus Kalk als auch aus Dolomit bestehen (Photo 19). Diese Fazies greift mit deutlichem Kontrast über die mürben Raibler-Dolosparite. Die einzigen Fossilien in diesen Schichten sind Ostracoden, die sich im oberen Teil finden. Die horizontale Verbreitung der Unteren Basiskalke ist jedoch offensichtlich nicht sehr groß, da sie nicht immer nachgewiesen werden können (JERZ 1966).

Südlich von der Hochplatte, im Ammergebirge, konnte während der Aufnahme des Profils S ein weiterer Raibler-Aufschluß betrachtet werden. Hier wird die Raibler/Hauptdolomit-Grenze durch eine große, annähernd E-W streichende Störung gebildet, die durch eine Mylonit-Zone gekennzeichnet ist. Dadurch wird hier die Mächtigkeit des Hauptdolomites tektonisch und nicht faziell, wie KUHNERT (1967) annimmt, stark unterdrückt.

4.212 Mittlere Basiskalke (etwa 15 m)

Etwa 1000 m (möglicherweise durch Faltungen nur scheinbar so mächtig) über den Raibler Schichten (südlich der Heiter-

wand) kommen nochmals stark mergelig-bituminöse Dolomite und kalkige Einschaltungen vor. Wegen ihres relativ hohen Ton- und Bitumen-Gehaltes könnte man diese Schichten zum Faziestyp des "Seefelder Bitumen-Schiefers" zählen. Diese Folge besteht aus Lutiten und Spariten, die sehr arm an Komponenten sind und nur wenige Intraklasten und Ostracoden enthalten. Kleine Pelecypoden wurden unmittelbar unter dieser Folge gelegenen Dolosparit beobachtet. Diese Serie ist wegen ihres Kalk- Mergel- und Bitumen-Gehaltes sehr markant und repräsentiert einen ganz anderen Fazies-Typ als die lutitischen Dolomit-Rhythmite bis -Sparite, die ober- und unterhalb dieser Serie gefunden werden. Diese bituminösen Lager im Hauptdolomit, wie AMPFERER (1932) sie nennt, können südlich der Heiterwand in E-W-Richtung ca. 11 km verfolgt werden.

In der Kohlberg- Ups-Daniel - Gruppe, nahe dem Heiterwanger See (Profil M) kann eine sehr ähnliche mergelig-bituminös-kalkige Einschaltung tief innerhalb der Hauptdolomit-Folge (über 2000 m unter den Kössener Schichten) beobachtet werden. Die kalkigen Schichten enthalten ebenfalls Ostracoden und Pelecypoden und treten zwischen lutitischen Dolomit-Rhythmiten bis Dolospariten auf. Ein direkter stratigraphischer Ablauf nach unten bis zu den Raibler Schichten ist hier nicht vorhanden. (Die Raibler Schichten finden sich westlich vom Heiterwanger See (am Schlöglberg)). Dieses bituminöse Lager kann über mehrere Falten durch die Lichtbrennt-Joch-Gruppe in die Kreuzspitz-Gruppe südlich der Geierköpfe, wo sie nach unten mit steil nach Norden einfallenden Schichten verschwindet, verfolgt werden. Es ist sehr schwierig, mit einiger Gewißheit zu sagen, ob diese mergelig-kalkig-bituminösen Schichten südlich der Heiterwand (Profil P) und nördlich vom Blattberg im Pitze-Tal beim Heiterwanger See (Profil M) stratigraphisch (etwa zeitlich) gleich sind. Das wird aber hier wegen des tiefen stratigraphischen Niveaus,

in dem sie auftreten und auch deshalb, weil sie sowohl südlich der Heiterwand als auch in den Lichtbrennt-Joch-Kreuzspitz-Gruppen eine weite horizontale Verbreitung erkennen lassen, vermutet. Diese Kalke scheinen den Hauptdolomit in einen unteren und einen mittleren Teil zu trennen und werden hier deswegen Mittlere Basiskalke genannt.

Stark bituminöse, plattig ausgebildete mergelige Dolomite der "Seefelder Bitumen-Schiefer"-Fazies kommen im kleineren Plansee-Tal vor (HRADIL et al. 1930). Sie streichen in direkter Fortsetzung des Streichens der Mittleren Basiskalke an der nördlichen Flanke der Lichtbrennt-Joch-Gruppe. Vermutlich werden die Mittleren Basiskalke in westlicher Richtung allmählich dolomitischer und dürften sich auch etwa synchron mit den Mittleren Basis-Schichten entwickelt haben. Im unteren Teil des Hauptdolomites der Kramer-Ofenberg-Masse fand VIDAL (1953) bituminöse Dolomit- und Kalk-Mergel, die den Mittleren Basisschichten der Profile P und M entsprechen dürften.

Das plötzliche Auftreten kalkig-mergeliger Schichten zwischen sehr mächtigen Dolomit-Folgen läßt auf eine Milieu-Änderung schließen, die durch eine relative Wasservertiefung zu erklären ist. Die Anreicherung toniger Substanzen, die in kleineren Mengen im Hauptdolomit ja durchwegs angetroffen werden, muß nicht mit einer Zunahme der Zufuhr terrigenen Materials erklärt werden. Man braucht sich nur ein tieferes kühles CO₂-reiches Milieu vorzustellen, in dem das Calciumkarbonat in Lösung bliebe und in dem daher nur das schwebende Material sedimentiert würde. Der Bitumengehalt dieser Schichten wird als Zerfallsprodukt organischen Gewebes in einem anaeroben Milieu gedeutet (HRADIL et al. 1930; AMPFERER 1932).

4.22 Obere Hauptdolomit-Folge

4.221 Obere Basiskalke, die Natica-Schichten

Eine spezielle fossilführende Kalkserie wurde im Oberen Hauptdolomit entdeckt (SCHERREIKS 1967). Diese Kalke sind vorwiegend Siltite, die die Gastropoden-Art *Natica comes* (AMMON) als Hauptkomponente enthalten. Andere hier vorkommende Fossilien sind die folgenden:

Myophoria chenopus (LAUBE)¹⁾
Worthenia escheri (STOPP)
Chemnitzia hagenovii (KLIPSTEIN)¹⁾
Ostracoda sp.
Miliolidae sp.
Placodontia ? *Placochelys* sp.²⁾

Myophoria kommt zusammen mit *Natica* oft in großen Mengen vor.

Im Süden (Profil G) und Westen (Profil A) sind diese Kalke, die *Natica*-Schichten, nur ungefähr 10 bis 15 m mächtig und treten als relativ dünne, scharf abgegrenzte Einschaltungen zwischen mächtigen Dolomit-Folgen auf. Nach Osten zu werden sie allmählich mächtiger (50 m im Profil K) bis ihre Mächtigkeit auf 100 bis 400 m (Profile H, B, F, M, L) angewachsen ist. Hier sind die *Natica*-Schichten nicht mehr einfache Einschaltungen im Dolomit, sondern sie bilden den Beginn einer mächtigen Kalk-Folge, die nur sehr wenige Dololutite enthält. (die Ober-Norische Kalk-Dolomit-Folge, s. 4.222). In diesem Gebiet können die *Natica*-Schichten manchmal in eine obere und eine untere Partie unterteilt werden. Der untere Teil, *Natica*-Schichten A, enthält *Natica* und *Myophoria* (eine einzige *Chemnitzia* stammt von Profil F), wie in anderen Profilen auch. Nach oben zu (*Natica* B) konnten *Worthenia*, zusammen

1) Für die Bestimmung möchte ich Herrn Dr. D. HERM vom paläontologischen Institut der Universität München danken.

2) Für die Bestimmung möchte ich Herrn Dr. P. WELLENHOFER vom paläontologischen Institut der Universität München danken.

mit oder ohne Natica, häufig beobachtet werden (Profile H, B, L). Der Zahn eines Placodontiers wurde im oberen Teil der Natica-Schichten in Profil L gefunden. Worthenia wurde zwar auch oberhalb der Natica-Schichten beobachtet, scheint aber auf den unteren und mittleren Teil der Oberen Hauptdolomit-Folge beschränkt zu sein. Die Natica-Schichten werden hier auch als Obere Basiskalke bezeichnet, weil die Kalk-Serien nicht immer Natica enthalten (z.B. Profile E und S). Natica-führende Obere Basiskalke konnten in den Östlichen Lechtaler Alpen in einem Bereich von ca. 75 km² verfolgt werden. Die ursprüngliche Horizontalverbreitung der Natica-Schichten vor der Entstehung von Falten und Störungen, dürfte in diesem Gebiet mindestens 150 km² entsprochen haben (nach den Profil-Rekonstruktionen in SCHERREIKS 1967). Weder in Profil C, noch im Gebiet südlich der Heiterwand (Profil P), oder im südlichen Ammergebirge konnten naticaführende Kalke entdeckt werden. Der Verdacht, daß diese Fazies nach Süden, Westen und Norden zu aus dem Gartnerwand- Lermooser Gebiet allmählich verschwindet, taucht bereits in Profil C auf, wo sie offensichtlich nicht erscheint; er wird erhärtet durch die Tatsache, daß diese Fazies in den genannten Richtungen immer mehr an Mächtigkeit einbüßt.

Die Natica-Schichten repräsentieren einen sehr markanten Fazieswechsel, der sicher auf eine Wasservertiefung zurückzuführen ist (die fossilarmen bis fossilfreien Dololutite werden von fossilführenden Calcisiltiten überlagert). Diese Fazies greift allmählich von Osten her über die Dololutite des Mittleren Hauptdolomites. Die Norische Hauptsenke der Östlichen Lechtaler Alpen (FRANK in KRAUS 1951) hat ihr Zentrum im Gartnerwand- Lermooser Gebiet. Hier erreichen die Natica-Schichten ihre größte Mächtigkeit und werden von einer mächtigen, vorwiegend kalkigen Folge überlagert. Die Ausbrei-

tung der Natica-Kalkfazies kam durch das Absinken dieser "Norischen Hauptsenke" und der an sie anschließenden Randgebiete zustande. Eine allmähliche Verflachung der Randgebiete verursachte einen Rückzug der Natica-Fazies zugunsten einer neuen Dolomit-Stromatolith-Fazies (5.34).

Die Natica-Schichten sind aus einem lebensfreundlichen Milieu, das sogar marine Reptilien (Placodontia) beherbergte, hervorgegangen. Im Gartnerwand-Lermooser Becken-Bereich hält dieses flachmarin -subtidale-Milieu, abgesehen von wenigen kurzen Unterbrechungen, bis in das Rhät hinein an.

Die Natica-Fossilien sind manchmal als Coelestin erhalten (SCHERREIKS 1970). Die Coelestinbildung erfolgte vorzugsweise durch Aragonitverdrängung (Myophoria ist nur teilweise und viel schlechter als Natica als Coelestin erhalten). Der Prozess der "Coelestinisation" hat sich sicherlich während der Frühdiagenese in einem gut durchlüfteten Milieu abgespielt. Das Porenwasser kann bei der Auflösung von Aragonit, bei der Calcit-Zementbildung (FLÜGEL et al. 1967) und durch die Umkristallisation von CaCO_3 in Dolomit in benachbarten Sedimenten (EVANS et al. 1964) mit Strontium angereichert werden.

Die Natica-Schichten weisen den höchsten Gehalt an Strontium auf (s. Kap 5.25).

4.222 Die Oberrorische Kalk-Dolomit-Folge

Die Oberrorische Kalk-Dolomitfazies (synchron mit dem Oberen Hauptdolomit) ist eine Serie, die im Gartnerwand- Lermooser Bereich vorwiegend Kalke aufweist (Profile M, L, H, B, F). Gegen Norden, Westen und Süden zu wird diese Folge allmählich immer stärker dolomitisch (Profile R. S. C. K. E, A, G). Dabei verliert sie an Mächtigkeit, je weiter sie sich von der

Lermooser Beckenfazies entfernt, wo der Obere Hauptdolomit um 200 bis 300 m mächtiger ist, als in den Randgebieten. Da die Natica-Schichten im Liegenden und die Kössener Schichten im Hangenden sichere Bezugs-Schichten sind, kann man mit Gewißheit unterstellen, daß die Kalke der Beckenfazies in den angrenzenden "Schwellen"-Gebieten synchron durch Dolomite vertreten werden. Die dolomitischen Einschaltungen zwischen den Kalklagen der Beckenfazies kann man als Ergebnis kurzer Senkungs-Unterbrechungen, begleitet von einer teilweisen Auffüllung der Senke und verbunden mit einem allmählichen Seichterwerden dieses Flachmeer-Armes, erklären.

Die Karbonate der Oberrorischen Kalk- Dolomit-Folge stellen einen Wechsel zwischen relativ fossilreichen Siltiten und Lutiten und Einschaltungen von Spatiten und oolithischen Kalken (Oospatite und Oosiltite), gegen das Hangende zu, dar (s. Profil-Tafeln). Die Fazies-Wechselbeziehungen in den Profilen der Beckenfazies sind infolge des schnellen Wechsels der Spezialfazies sehr kompliziert. Die Korrelationen innerhalb der Oberen Hauptdolomit-Folge, die auf sehr vielen unterschiedlichen mikrofaziellen Merkmalen beruhen, wurden schematisch dargestellt. Das Auftreten stacheliger Ostracoden im mittleren Teil der Oberen Hauptdolomit-Folge (Profile F, B, H) erleichterte die Aufklärung bestimmter Korrelationen.

4.2221 Die Zieg-Spitz-Schichten (Profil R)

Diese sind nach HABER (1934) benannte und von ihm beschriebene, auf dem Zieg-Spitz vorkommende, bis 50 m mächtige "Schichten, die im obersten Hauptdolomit liegen und aus diesem zum Plattenkalk hinüberleiten". Sie treten etwa an der Basis der Plattenkalk-

Folge auf. Diese Schichten sind fossilfrei und bestehen aus bunten, roten, grünen und grauen Kalken, die von bräunlichem und hellem Dolomit begleitet werden. C. KUHNERT (1967) konnte dünne grünliche Mergellagen und Sediment-Brekzien erkennen. Die Faziesuntersuchung der Zieg-Spitz-Schichten erwies, daß sie aus sedimentären Brekzien (Intraspatitrudite) bestehen. Die einzelnen kalkigen Intraklasten sind gewöhnlich rot bis rötlichbraun gefärbte Calcilutite, die durch Calcit-Zement verbunden sind; sie sind eckig bis eckengerundet. Hauptsächlich in Bezug auf Ihre Farbe und ihre erhebliche Größe (Rudite) unterscheiden sich die Zieg-Spitz-Schichten-Intraklasten wesentlich von anderen im Hauptdolomit gefundenen Intraklasten. Es ist kaum möglich, daß die Komponenten, deren Größe und eckige Form einen längeren Transportweg ausschließen, terrigenen Ursprungs sind (HABER 1934, S. 50 u. 57), zumal sie sich auch auf eine begrenzte Region beschränken und aus autochthonen Sedimenten (Calcilutit) bestehen. Die rötliche Farbe der Zieg-Spitz-Schichten-Intraklasten läßt vermuten, daß sie vor ihrer Sedimentation Verwitterungsprozessen ausgesetzt gewesen sind. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Zieg-Spitz-Schichten Überresten einer erodierten Insel aus dem Oberen Nor entsprechen.

4.2222 Plattenkalk

Er ist ein nützlicher Fazies-Begriff, der dazu dienen sollte, die oberste kalkige Hauptdolomit-Folge unterhalb der Kössener Schichten anzuzeigen. Die Plattenkalk-Fazies hat nach unten keine scharfe stratigraphische Grenze. Sie ist eine ausgesprochen diachron verlaufende Fazies-Gruppe (C. KUHNERT 1967). Ähnlich wie die Natica-Schichten stellt die Plattenkalk-Fazies eine Folge dar, die in einem sich vertiefenden Flachmeer abgelagert worden war. So erklärt sich auch die Tatsache, daß die Plattenkalk-Folge der Östlichen Lechtaler Alpen immer mehr an Mächtigkeit eingebüßt hat, je weiter entfernt von der Beckenfazies des Gartnerwand- Lermooser Gebietes sie angetroffen wird. In den Bereichen, wo diese ober-

ste Kalkserie über ältere mächtige Dolomitfazies greift, ist es möglich eine Faziesgrenze zu ziehen. In der Beckenfazies jedoch ist eine obere Plattenkalk-Folge von der unteren kalkigen Folge der Oberrheinischen Kalk-Dolomit-Serie nicht scharf zu unterscheiden.

Der Plattenkalk zeichnet sich aus durch häufiges Auftreten von Foraminiferen und Gastropoden in mm-Größenordnung, zusammen mit Pelecypoden und Ostracoden. Die in der übrigen Hauptdolomit-Fazies nur selten vorhandenen Intra-, Bio-, Onkoid- und Oospa-tite und Oosiltite kommen hier, als Einschaltungen, gehäuft vor.

Die obere Grenze der Hauptdolomit-Folge gegen die anschließenden Kössener Schichten wurde dort gezogen, wo die ersten schwarzen Kössener Mergel erschienen. In vielen Fällen konnte jedoch keine scharfe Grenze bestimmt werden, weil die Kössener Schichten dazu neigen, grasbewachsene Mulden zu bilden.

4.23 Erläuterungen zu den Profilen

Profil P (südlich der Heiterwand, Unterer Hauptdolomit bis unterer Teil des Mittleren Hauptdolomites. Basis Raibler Schichten, Hangendes mit Quartär-Sedimenten bedeckt.)

Unterer Hauptdolomit

Profil P beginnt mit einer kalkigen Folge, die annähernd die Fazies-Grenze zwischen Raibler Schichten und Hauptdolomit bildet. Diese Unteren Basiskalke sind etwa 20 m mächtig (aus zeichnerischen Gründen hier scheinbar mächtiger); sie enthalten Intraklasten arenitischer bis ruditischer Größe und, gegen oben zu, Ostracoden. Die Grundmasse ist vorwiegend lutitisch bis auf einen schmalen Siltit-Horizont etwa in der Mitte dieser Basiskalke.

Auf diese Schichten folgt eine ca. 1000 m ? mächtige Dololutit- bis Dolosparit-Folge. Hier sind mm-Rhythmite charakteristisch, Ostracoden in geringer Zahl und Intraklasten kommen häufig vor. Im unteren Teil des Unteren Hauptdolomites erscheinen Foraminiferen (Miliolidae), im oberen Teil Pelecypoden.

Mittlerer Hauptdolomit

Der Mittlere Hauptdolomit ist an der Basis durch auffällige mergelig-bituminöse kalkige und dolomitische Schichten gekennzeichnet. Ostracoden und Miliolidae kommen hier (unterer Teil des Mittleren Hauptdolomites) vor. Dolosparite (vermutlich ehemalige Lutite) schließen dieses Profil ab.

Profil G (nördlich der Heiterwand, Südflügel der Grünjöchle-Mulde, Lorea-Gruppe, Mittlerer bis Oberer Hauptdolomit.)

Calcisiltite (ca. 15 m) mit Natica und Myophorien bilden die Basis des Oberen Hauptdolomites (O. AMPFERER (1932) kartierte sie hier fälschlich als Kössener Schichten). Schwarze dolomitische bituminöse Mergel sind zwischen die Natica-Schichten und die Dololutite und -sparite des Oberen Hauptdolomites eingeschaltet. Ähnliche bituminöse Mergel (dolomitisch) kommen innerhalb der Dolomite des Oberen Hauptdolomites mehrmals vor (ihre Mächtigkeit beträgt jeweils 3 - 4 m). Wie gewöhnlich sind die Dolomite mm-Rhythmite mit Intraklasten und manchmal auch mit Ostracoden.

Auf den Plattenkalk im Hangenden (etwa 20 m Calcisiltite mit einigen Ostracoden und Intraklasten) folgen die Kössener Schichten.

Profile A, E, K (Südflügel der Lermooser Mulde, Oberer Hauptdolomit).

Diese Profile sind ähnlich wie Profil G ausgebildet. Hier folgt auf die Natica-Schichten eine Dolomit-Folge (gleiche Fazies wie im Unteren und Mittleren Hauptdolomit), die kalkige bis mergelig - bituminöse kalkige und dolomitische Einschaltungen enthält. Hier kommen Ostracoden, Pelecypoden und, seltener, Gastropoden von mm-Größenordnung sowie, ebenfalls seltener, Onkoide (Dasycladiaceen ? oder Blaugrün-Algen) gelegentlich gehäuft vor. Die Plattenkalk-Folge ist ca. 300 m mächtig und enthält als Komponenten die für sie charakteristischen zahlreichen Ostracoden, Pelecypoden, mm-Gastropoden, Onkoide und Ooide zusammen mit Intraklasten (s. Profile A, E, C, R, S). Siltite und Spatite bilden hier die üblichen Grundmassen. Das Calcit-Dolomit-Verhältnis ist stark schwankend. Der Plattenkalk in Profil K ähnelt dem von Profil G außer in Bezug auf die Mächtigkeit und das Vorkommen von Pelecypoden und Gastropoden. Im Hangenden sind Kössener Schichten aufgeschlossen.

Profil C (Nordflügel der Lermooser Mulde, Oberer Hauptdolomit).

Natica-Schichten konnten in Profil C nicht beobachtet werden. Wahrscheinlich sind sie hier faziell unterdrückt. Die Dolomit-Folge des Oberen Hauptdolomites weist eine ähnliche Fazies (Lutite, Spatite, Sparite, mm-Rhythmite) auf wie die anderen hier beschriebenen Hauptdolomit-Dolomite. Intraklasten und Ostracoden erscheinen als einzige vorhandene Komponenten.

Der Plattenkalk ist sehr ähnlich wie in den Profilen A, E, R und S ausgebildet (ca. 300 m Mächtigkeit). Im Hangenden sind Kössener Schichten aufgeschlossen.

Profil S (südlich von der Hochplatte - Südflügel der Hochblasse-Mulde, Oberer Hauptdolomit).

Calcisiltite (z.T. mergelig) bilden die Basis des Oberen Hauptdolomites. Die Plattenkalk-Serie ähnelt verblüffend der der Profile A, E und C, die mehr als 14 km weiter südlich gelegen sind. Zahlreiche Spezialfalten und Verschuppungen im Südflügel der Hochblasse-Mulde könnten die Ursache für die hier vorgefundene größere Mächtigkeit (ca. 500 m) sein. KUHNERT (1967) unterteilt den Südflügel der Hochblasse-Mulde in zwei Sättel und zwei Mulden. Obgleich interne Spezialfalten vorhanden sind, biegt der Südflügel der Hochblasse-Mulde hier, im Widerspruch zu KUHNERT's Profilen, nicht um. Von der Hochblasse-Mulde bis zum (Ammerwald-)Tal findet sich eine normale Abfolge vom Hangenden bis zum Liegenden!

Profil R (zeigt den obersten Teil der Hauptdolomit-Folge in Nord- bzw. Südflügel der vorderen Zieg-Spitz-Mulde).

Der Südflügel der vorderen Zieg-Spitz-Mulde wird durch eine Störung im Hangenden des Hauptdolomites von den Kössener Schichten getrennt (KUHNERT, 1967). Der Hauptdolomit des Nordflügels geht mit Plattenkalk normal in die Kössener Schichten über.

Profil R zeigt eine von zwei möglichen Rekonstruktionen der Lage der Zieg-Spitz-Schichten. In dieser Rekonstruktion ist der Plattenkalk etwa 400 m mächtig. Die andere Rekonstruktionsmöglichkeit wäre es gewesen, der Störung in Bezug auf die Mächtigkeits-Änderungen keine größere Bedeutung zuzubilligen. In diesem Falle wäre der Plattenkalk nur etwa 200 m mächtig und die Zieg-Spitz-Schichten, sowie einige Dololutite, würden in die Calcispatite, -lutite und -sil-

tite des Nordflügels faziell übergehen. Die zweite Rekonstruktion ist die einfachere und wird durch viele Fazies-Charakteristika gestützt. Nur sehr detaillierte Faziesuntersuchungen des Nord- und Südflügels der vorderen Zieg-Spitz-Mulde wären imstande, entweder die eine oder die andere der beiden Möglichkeiten zu verifizieren. In jedem Fall erscheinen Die Zieg-Spitz-Schichten nahe der Basis der Plattenkalk-Folge.

Die Dolomit-Fazies unterhalb des Plattenkalkes in Profil R ähnelt der der anderen Dolomit-Folgen im Hauptdolomit.

Die Mächtigkeit des Hauptdolomites in Profil R

Sowohl VIDAL (1953) als auch KUHNERT (1967) kartierten korrekterweise an der Kramer- und Hohen Zieg-Spitz-Südflanke nach Norden einfallenden Hauptdolomit. Sie stellten jedoch trotzdem in ihren Profilen durch die Kramer-Spitz südfallende ?! Schichten dar. Das mag der Grund dafür sein, daß VIDAL (1953) in die Zieg-Spitz- Kramer-Spitz-Südflanke eine Hauptdolomit-Mulde hineininterpretiert, die der Autor nicht entdecken konnte. Die Untersuchungen des Autors zeigten vielmehr, daß die Hohe Zieg-Spitz- und Kramer-Spitz-Südflanke den Südflügel des Vorderen Zieg-Spitz-Muldenzuges bildet. Dieser Mulden-Südflügel ist gleichzeitig der Nordflügel eines Sattels, der im Kern Raibler Schichten enthält (im Loisach-Tal, VIDAL 1953). Die Hauptdolomit-Folge erreicht in diesem Gebiet in Wirklichkeit eine Mächtigkeit von mehr als 2000 m.

Die Profile H, B, F, M und L (Süd- und Nordflügel der Östlichen Lermooser Mulde).

Diese Profile werden hier zusammen besprochen, da sie sehr ähnliche Faziesentwicklungen im Oberen Hauptdolomit darstellen (die "subtidale Beckenfazies"). Profil M erstreckt sich vom oberen Teil des Unteren Hauptdolomites bis zu den Kössener

Schichten. Der Untere und der Mittlere Hauptdolomit werden durch bituminöse mergelige Calcilutite voneinander getrennt (4.212). Sowohl die Untere als auch die Mittlere Hauptdolomit-Folge besteht aus Dololutiten und Dolospariten.

Die Obere Hauptdolomit-Folge beginnt in den Profilen H, B, F, M und L mit Calcisiltiten und -lutiten. Diese naticaführenden Schichten können in die Profile G, K, E und A verfolgt werden. Der Obere Hauptdolomit ist vorwiegend kalkig (meist fossilführende Siltite, Lutite und Spatite). Diese kalkige Fazies geht synchron über in die dolomitische Fazies des Oberen Hauptdolomites, die man in den Profilen G, K, E, A, C, R und S vorfindet. Der Plattenkalk der Profile H, B, F, M und L weist viele dem Plattenkalk der anderen Profile ähnliche Charakteristika auf. Der relativ fossilreiche Obere Hauptdolomit der "subtidalen Beckenfazies" in beiden Flanken der Östlichen Lermooser Mulde ist um etwa 200 m mächtiger als in den Randgebieten. In Profil L findet sich eine größere Störung (von MILLER (1963) beschrieben), die Mächtigkeits-Verschiebungen verursacht haben könnte.

5.0 Die Mikrofazies des Hauptdolomites

5.1 Die Fazies-Hauptgruppen, ihr Anteil im Gesamt-Hauptdolomit und ihr Calcit- und Dolomit-Gehalt

Drei sedimentäre Fazies-Hauptgruppen lassen sich gemäß ihrer verschiedenen Grundmassen-Klassen unterscheiden: Lutite, Siltite und Spatite. Eine jede dieser Hauptgruppen kann, entsprechend den in ihnen enthaltenen Komponenten-Körnern weiter untergliedert und je nach ihrem Calcit- oder Dolomit-Gehalt noch weiter unterschieden werden. Als vierte Fazies-Gruppe erscheint der Sparit, der durch spätdiagenetische Sammel-

kristallisation aus Lutiten, Siltiten oder Spatiten hervorgegangen ist. Da man in den meisten Fällen in den Spariten noch Spuren ihrer ursprünglichen Grundmasse und der in ihr verteilten Komponenten vorfindet, können sie gewöhnlich entweder einer Lutit- oder Siltit-Gruppe zugeordnet werden.

In allen ausgewerteten Proben aus der Gesamtheit der untersuchten Profile finden sich nahezu 80 % Lutite und etwa 20 % Siltite, wohingegen der Anteil der registrierten Spatite nur ungefähr 2 % ausmacht. Das Volumen des durch Sammelkristallisation in Sparite umgewandelten Gesteins schwankt stark von einem Profil zum anderen (zwischen 10 % bis zu über 90 %), wobei zu bemerken ist, daß vor allem die Dolomite zur Sammelkristallisation (Sparitbildung) neigen. Die folgende Tabelle 2 veranschaulicht den errechneten Vol. %-Anteil der nach ihrem Dolomit- und Calcit-Gehalt aufgegliederten (s. Legendé) einzelnen Faziesgruppen in allen untersuchten Profilen.

Tabelle 2

(Die hier angegebenen Werte wurden entsprechend der Mächtigkeit jeder Fazies-Gruppe in den Profilen und auf Grund des mit Hilfe von gefärbten Dünnschliffen und Folienabzügen bestimmten Dolomit/Calcit-Gehaltes festgestellt).

"Reiner" Dololutit	= 68,3 %	Gesamtanteil aller Lutite in den untersuchten Profilen:
Calcitischer Dololutit	= 1,6 %	
Dolomitischer Calcilutit	= 3,7 %	
"Reiner" Calcilutit	= 3.6 %	
		77,2 %
"Reiner" Calcisiltit	= 16.9 %	Gesamtanteil aller Siltite in den untersuchten Profilen:
Dolomitischer Calcisiltit	= 2,6 %	
Calcitischer Dolosiltit	= 1,1 %	
"Reiner" Dolosiltit	= 0,07 %	
		20,67 %
Spatite (insgesamt)	= 1,8 %	
(Nur ein einziger Onkoid-Spatit bestand aus Dolomit)		

Wie aus Tabelle 2 ersichtlich ist, sind die meisten Dolomitgesteine Lutite, wohingegen die meisten Kalke Siltite sind.

5.2 Vergleich der drei Fazies-Hauptgruppen

Wesentliche diagnostische Merkmale für die Bestimmung einer jeden Fazies-Gruppe bilden in der hier vorgelegten Arbeit Art und Menge (Vol.%) der Komponenten sowie die Komponenten-Korngröße und nicht zuletzt der Calcit- und/oder Dolomit-Gehalt jeder einzelnen Fazies-Gruppe. Auch die chemischen Analysen auf Strontium, Calcium und Magnesium und den Gehalt an unlöslichen Rückständen werden einbezogen.

5.21 Art und Menge der Komponenten

Tabelle 3 zeigt die in jeder Fazies-Gruppe vorgefundenen Komponenten, bzw. Gefüge und gibt an, in wievielen Prozentanteilen der untersuchten Gesamtheit der jeweiligen Grundmassen-Art die einzelnen Komponenten-Typen bzw. Gefüge auftreten (z.B. wurden Foraminiferen in 8,5 % der untersuchten Lutite, in 14,6 % der Siltite und in 31,2 % der Spatite vorgefunden).

Die unterschiedlichen Prozent-Anteile treten noch markanter hervor, wenn man sie mit den Gesamtanteilen der einzelnen Faziestypen im Hauptdolomit vergleicht.

Man kann auf Anhieb erkennen, daß fast alle Komponenten-Typen in allen drei Faziesgruppen auftreten. Dennoch sind wichtige Faziesunterschiede am verschiedenen Prozentsatz der in jeder Gruppe enthaltenen Komponenten-Typen erkennbar. Obgleich alle Grundmassen-Arten Fossilien enthalten können, erweisen sich doch die Siltite und Spatite gewöhnlich als stärker fossilführend als die Lutite.

Tabelle 3

	8	0	U	g	✓	φ	8	—○—	⊙	+	⊕
Lutite = 77% d.Ge- samt Hd.	8,5%	50,2 %	13,7 %	3,6%	21,0 %	38,8 %	49,3%	1,6%	0	8,9%	0,4%
Siltite= 20% d.Ge- samt Hd.	14,6%	80,2 %	48,4 %	18,4%	57,3%	42,0 %	40,1%	5,0%	1,9%	-	0,6%
Spatite= 2% d.Ge- samt Hd.	31,2%	62,5 %	62,5 %	25,0%	37,5%	25,0 %	81,2%	50,0%	37,5%	-	-

Foraminiferen finden sich meistens, und zwar als Ooid-Kerne, in Spatiten und sind am seltensten in Lutiten vorhanden. Sie kommen stets zusammen mit anderen Komponenten, hauptsächlich Ostracoden, vor. Die Vergesellschaftung mit den Ostracoden ist weniger auf eine Lebensgemeinschaft als vielmehr auf die annähernd gleiche (arenitische) Schalengröße zurückzuführen.

Ostracoden sind die im Hauptdolomit meistverbreiteten Fossilien und kommen in über 50 % aller hier erscheinenden Fazies-Typen vor. Ihre Anwesenheit ist also nicht als Diagnostikum für einzelne Faziesgruppen zu betrachten, zumal da ihre verschiedenen Arten in ganz unterschiedlichen Milieus leben können. Das Lutit-bildende Milieu scheint für alle Fossil-Arten außer für die Ostracoden, die in 50 % der hier untersuchten Lutite auftreten, und außer für die Pelecypoden nur wenig lebensfreundlich gewesen zu sein. Die anderen in den Lutiten vorgefundenen Fossilien sind hier wahrscheinlich nur allochthon, da kaum anzunehmen ist, daß allein die Ostracoden und Pelecypoden in einem so hohen Prozentsatz eingeschwemmt worden sind. Offenbar sind nur die Ostracoden und (in geringerem Grade) die Pelecypoden imstande, in einem sonst lebensfeindlichen Milieu (starke Salinitätsschwankungen) zu existieren. In manchen der untersuchten Proben waren Ostracoden die einzige spärlich vorhandene Komponenten-Art, aber auch reichhaltige Ostracoden-Lutite, -Siltite und -Spatite wurden gelegentlich gefunden. Die Siltite enthalten im Allgemeinen die meisten Ostracoden.

Pelecypoden sind gewöhnlich in Siltiten und Spatiten, in denen sie oft Schill-Lager bilden, vorhanden. Sie kommen aber, wie oben erwähnt, auch in Lutiten vor. Ihre Größe schwankt zwischen weniger als 1 mm und 2 cm.

Gastropoden sind, wenn man die Hauptdolomit-Folge als Ganzes betrachtet, dort sehr seltene Fossilien. Sehr kleine Varianten (mm-Durchmesser) kommen in allen Fazies-Gruppen vor. Die Lutite

enthalten, wenn überhaupt, ausschließlich kleine Arten. Das Vorkommen größerer Vertreter dieser Spezies ist auf Siltite und Spatite beschränkt. In speziellen Siltiten erscheinen größere Gastropoden sogar als Hauptkomponenten (Natica-Schichten).

Mikrobioklasten sind zwar nicht typisch für irgendeine bestimmte der im Hauptdolomit vorkommenden Fazies-Gruppen, aber es soll doch erwähnt werden, daß die Siltite den meisten feinen Biodetritit enthalten.

Im Gegensatz zu den Lutiten sind die Siltite und Spatite aus einem lebensfreundlicheren Milieu hervorgegangen.

Pellets scheinen nicht spezifisch für irgendeine Faziesgruppe zu sein. Die geringste Anzahl Pellets wurde in den Spatiten registriert, was sich dadurch begründen läßt, daß diese feinen Allochems in dem für die Spatitbildung erforderlichen hohen Energie-Niveau nicht sedimentiert werden konnten.

Intraklasten finden sich in großen Mengen in allen Faziesgruppen des Hauptdolomites. Sie bestehen aus Fragmenten lutitischer Sedimente. Intraklasten sind in mehr als 80% der Spatite enthalten, da sie im Spatit-bildenden Milieu besonders gut aussortiert und abgelagert werden können.

Einfach-Onkoide und echte Ooide sind im Hauptdolomit verhältnismäßig selten. Einfach-Onkoide bestehen gewöhnlich aus Intraklasten, die von einer dünnen lutitischen Schale umhüllt sind. Diese Umhüllung ist wahrscheinlich als biochemisch ausgefälltes CaCO_3 zu deuten, das auf die, auf den Intraklasten wachsenden

Kalkalgen zurückzuführen ist. Ungefähr die Hälfte der untersuchten Spatite enthielt Einfach-Onkoide. In Lutiten und Siltiten findet man sie seltener.

Echte Ooide kommen nur in Spatiten und gelegentlich in Siltiten vor. Echte Ooide können als diagnostische Merkmale für diese beiden Fazies-Gruppen - in der Hauptsache jedoch für die Spatite - angesehen werden.

Wurmbauten und Wühlgefüge (Bioturbation) sind typisch für Lutite.

5.22 Volumen-Prozentanteile der Komponenten in Lutiten, Siltiten und Spatiten

Tabelle 4

Energie Index	I		II		III		IV	
Komponenten%	<10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80
Lutite	58,4%	20,0%	8,2%	7,1%	1,5%	3,5%	1,0%	
Siltite	32,6%	25,6%	16,0%	11,5%	7,0%	1,2%	1,9%	
Spatite						50,0%	37,5%	12,5%

Jeder Lutit, Siltit oder Spatit kann auf Grund des in seiner Grundmasse enthaltenen Prozentsatzes an Komponenten weiter untergliedert werden. Spatite fallen durch ihren sehr hohen Prozentsatz an Komponenten auf. Alle untersuchten Spatite enthielten zwischen 50 und 80 % Komponenten und zwischen 50 und 20 % Zement. Lutite und Siltite weisen in ihrer Zusammensetzung eine

große Variationsbreite in Bezug auf ihr Matrix/Komponenten-Verhältnis auf. Mehr als die Hälfte aller Lutite enthalten weniger als 10 % Komponenten, d.h. mehr als 90 % Matrix. Reine Lutite ohne irgendwelche Komponenten sind tatsächlich eine sehr auffällige Spezial-Faziesart (s. 5.32). Über die Hälfte aller untersuchten Siltite enthält mehr als 10 % Komponenten. Siltite ohne Komponenten sind äußerst selten; sie enthalten gewöhnlich wenigstens einige Fossilien.

Sowohl die Lutite als auch die Siltite enthalten manchmal einen relativ hohen Prozentsatz an Komponenten.

Das Verhältnis der Komponenten-Anteile zur Grundmasse hängt vom Energie-Niveau des sedimentären Milieus ab (LEIGHTON und PENDEXTER 1962; PLUMLEY et al. 1962, in BISSELL und CHILINGAR 1967; 114/115).

Bei zunehmender Wasserbewegung nimmt der Matrix-Anteil ab und der Komponenten-Gehalt zu. Diese Auffassung gestattet es, die unterschiedlichen Milieu-Bedingungen bei der Sedimentation - bezüglich der Wasserbewegung - zu interpretieren und sie den einzelnen Fazies-Hauptgruppen zuzuordnen. Eine beweiskräftige Bestätigung erfährt das Konzept der Abhängigkeit des Komponenten-Prozentsatzes vom Energie-Niveau durch die Spatit-Fazies, die als Vergleichs-Fazies dient und sehr oft echte Ooide enthält. Diese besondere Komponente kann sich nur in einem ständig bewegten Milieu ausbilden. Den Matrix-Mangel in dieser Fazies-Gruppe muß man dem Umstand zuschreiben, daß das feine Matrix-Material in Bereichen höheren Energie-Niveaus nicht sedimentiert werden kann.

Fast 80 % aller Lutite entstehen beim Energie-Index I oder auch darunter. Rund 20 % aller Lutite fallen, jedoch unter die Energie-Index-Kategorien II bis III, die intermittierenden

Wasserbewegungen entsprechen. Diese können durch einen Wechsel zwischen den durch Stürme und Springfluten hervorgerufenen heftigen Wasserbewegungen und den darauf folgenden Perioden normaler Gezeitenfolgen und sanfter Strömungen erklärt werden (s. auch 5.332). Die Siltite repräsentieren zu einem großen Teil (etwa 50 %) höhere Energie-Niveaus als die Lutite.

Spatite im Hauptdolomit gehören den Energie-Gruppen III bis IV an, d.h. sie stellen Ablagerungen in leicht bis mäßig hin und her bewegtem Wasser dar. Die Art ihrer Komponenten, die in dieser Fazies gewöhnlich überwiegend aus Onkoiden, Ooiden und Intraklasten bestehen, unterstreicht diese Schlußfolgerung (s. auch 5.41 u. 5.42).

5.23 Tab. 5 Korngrößenklassen der in Lutiten, Siltiten und Spatiten vorgefundenen Komponenten

	grob-siltitisch	arenitisch				fein-ruditisch
Korn-Größen	GS	SFA	FA	MA	GA	FR ⁺)
Lutite	3,4%	16,7%	24,1%	38,4%	14,2%	2,4%
Siltite	0,6%	8,1%	31,4%	34,5%	19,4%	5,6%
Spatite	-	-	6,1%	31,2%	43,7%	18,7%

Das Komponenten/Grundmassen-Verhältnis und das davon abgeleitete Energie-Niveau lassen eine eindeutige Unterscheidung zwischen den Gesteinskategorien der Spatite, Lutite und Siltite zu. Obgleich die Komponenten aller drei Fazies-Hauptgruppen vorwiegend arenitisch sind, so lassen sich doch spezifische Korngrößen-Unterschiede feststellen. Die meisten

+))

GS= grob-siltitisch, SFA= sehr fein-arenitisch, FA= fein-arenitisch, MA= mittel-arenitisch, GA= grob-arenitisch, FR= fein-ruditisch

Spatit-Komponenten sind grob-arenitisch, wohingegen das Maximum für die Lutit- und Siltit-Komponenten bei mittel-arenitisch gelegen ist. Die Unterschiede zwischen den Komponenten-Größen der Lutit-Gruppe im Vergleich mit denen der Siltit-Gruppe sind nicht sehr bedeutend, aber die feinen Größenunterschiede die dennoch vorhanden sind, werden deutlich erkennbar, wenn Spezialfazies-Untergruppen der Lutite und Siltite miteinander verglichen werden (s.5.3 u. 5.4).

5.24 Der Dolomit-/Calcit-Gehalt der Lutite, Siltite und Spatite

Tabelle 6

Dolomit- gehalt (Vol.%)	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
LUTITE	13,7%	3,9%	2,7%	2,3%	0,7%	0	1,9%	1,9%	2,3%	70.0%
SILTI- TE	75,9%	6,0%	6,0%	1,8%	0,6%	3,0%	4,8%	0,6%	0	1,2%
SPA- TITE	75,0%	18.7%	0	6,2%	0	0	0	0	0	0
Reiner Kalk	Dolomitischer Kalk					Calcitischer Dolomit				Reiner Dolomit

Die Calcit- und Dolomit-Verteilung innerhalb der Lutite, Siltite und Spatite ist eindeutig verschieden. Die Lutite sind vorherrschend "reine Dolomite". Von allen gefärbten Dünnschliffen und Folienabzügen untersuchten Lutiten sind 70% Dolomite. Nur etwa 15 % von ihnen erwiesen sich als "reine" Kalke . Der Prozentsatz der Übergangs-Typen angehörigen Lutite ist sehr gering: Nur etwas mehr als 5 % sind calcitische Dololutite und etwas weniger als 10 % sind dolomitische Calcilutite.

Ein den Lutiten beinahe entgegengesetztes Mischungsverhältnis

kann bei den Siltiten beobachtet werden. Mehr als 75 % der untersuchten Siltite sind "reine" Calcisiltite, während weniger als 2% sich als "reine" Dolosiltite erwiesen. Der Dolomitgehalt der Siltit-Faziesgruppe ist auffällig geringer als der der Lutit-Gruppe. Kalke enthalten primär mehr Silt-Matrix, Dolomite sind fast ausschließlich lutitisch. Die Dolomitverteilung in diesen beiden Fazies-Gruppen entspricht sicher sehr unterschiedlichen sedimentären Milieus, die zu kraß verschieden starker Dolomitisierung geführt haben. Die ausgeprägte Dolomitbildung steht in naher Beziehung zu dem Milieu, in dem Lutite entstehen. (Vgl. Kap. 5.4: Die Lutit-Spezialfazies und Kap. 5.4: Die Siltit-Spezialfazies.)

Typische Spatite sind "reine" Kalke oder dolomitische Kalke, deren Komponenten und Zemente gewöhnlich aus Calcit bestehen. Einige Spatit-Komponenten, insbesondere die Intraklasten, erwiesen sich oft als Dolomit (vgl. auch 5.41). Intraspatite, die mit verschiedenen speziellen Dololutiten enge rhythmische mm- bis cm-Wechselfolgen bilden, sind fast ausschließlich "reine" Dolomite (vgl. Kap. 5.4).

5.25 Quantitative chemische Analyse der Lutite, Siltite und Spatite auf ihren Calcium-, Magnesium- und Strontium-Gehalt.

	Ca %	Mg %	Sr ppm	HCl-unlösli. Rückstände %	
"reine" Dololutite (Durchschnittswerte aus 25 Analysen)	19,6 (18,2-21,0)	10,3 (8,8-11,0)	80 (30 - 160)	14,4 (11,7-21,0)	Durchschn. ----- Streuung
calcitische Dololutite (1 Analyse)	26,5	7,5	200	12,7	
Dolomitische Calcilutite (8 Analysen)	31,8 (27,2-34,2)	2,0 (0,8-3,3)	466 (300-1030)	15,3 (9,5-27,5)	Durchschn. ----- Streuung
"reine" Calcilutite (9 Analysen)	33,5 (31,0-35,3)	0,5 (0,2-0,9)	870 (360-2200)	13,6 (9,3-22,0)	Durchschn. ----- Streuung
calcitische Dolosiltite (4 Analysen)	27,1 (21,6-31,8)	3,1 (1,3-5,2)	300 (200-480)	23,1 (13,2-34,2)	Durchschn. ----- Streuung
Dolomitische Calcisiltite (5 Analysen)	32,3 (30,6-34,0)	1,4 (0,3-3,8)	679 (120-1350)	13,6 (10,2-18,0)	Durchschn. ----- Streuung
"reine" Calcisiltite (15 Analysen)	33,0 (31,0-35,0)	0,8 (0,3-1,9)	1210 (425-4000)	13,8 (11,2-18,0)	Durchschn. ----- Streuung
"reine" Calcispatite (1 Analyse)	34,0	0,5	840	11,5	

Die semiquantitative Calcit-Dolomit-Analyse der gefärbten Dünnschliffe und Folienabzüge wurde durch die chemische Analyse auf den absoluten Ca-, Mg- und Sr-Gehalt der drei Fazies-Hauptgruppen ergänzt.

Auf Grund der Dünnschliff-Färbung identifizierte "reine" Dolomite (25 "reine" Dolomite wurden analysiert ($\text{Ca/Mg}=1,9$)) enthielten im Durchschnitt 19,6% Ca, 10,3 % Mg und 80 ppm Sr. Die unlöslichen Rückstände, die nicht in allen Fällen näher untersucht wurden, variierten in allen Gruppen der Hauptdolomit-Fazies stark. (Diese unlöslichen Rückstände bestehen aus Quarz, Tonmineralien, Sulfiden, Sulfaten und bituminösen Substanzen.)

Die calcitischen Dolomite (Lutite und Siltite)

(5 Analysen) enthielten im Durchschnitt 280 ppm Sr, 27,0 % Ca, 4,0 % Mg und 21,0 % Unlösliches; $\text{Ca/Mg} = 6,7$.

Die dolomitischen Kalke (Lutite und Siltite)

(13 Analysen) enthielten im Durchschnitt ca. 550 ppm Sr, 32,0 % Ca, 1,7 % Mg und 14,6 % unlösliche Rückstände; $\text{Ca/Mg}=15$.

Die "reinen" Kalke

(25 Analysen) enthielten im Durchschnitt 1070 ppm Sr, 33,3 % Ca, 0,7 % Mg und 13,7 % Unlösliches; $\text{Ca/Mg}=47$.

ZENGER (1965) konnte keine Korrelation zwischen dem Calcit- bzw. Dolomit-Gehalt und dem Anteil der unlöslichen Substanzen feststellen. Im Gegensatz dazu fanden andere Autoren (BISQUE und LEMISCH 1959) eine positive Relation zwischen dem Mg-Gehalt und der Menge der unlöslichen Rückstände; BAUSCH (1965) sah eine Abhängigkeit der Sr-Anteile vom Tongehalt des von ihm untersuchten Materials (Malm-Kalke).

In der Hauptdolomit-Folge kann man keine einfache Korrelation zwischen dem Gewicht-%-Anteil unlöslicher Rückstände und dem Ca-, Mg- bzw. Sr-Gehalt erkennen!

Der Sr-Gehalt ist an die Karbonat-Grundmasse und an die karbonatischen Komponenten gebunden und zwar hauptsächlich an Calcit und weniger an Dolomit (s.auch NOLL 1934 und TUREKIAN und KULP 1956); diese Abhängigkeit ist aus der folgenden Kurve, die die Beziehungen zwischen Sr-Gehalt und Ca/Mg-Verhältnis graphisch darstellt, deutlich ersichtlich.

Coelestin kommt in den Natica-Schichten häufig vor. Wie mir Herr Prof. Dr. Schneider freundlicherweise mitteilte, wurde Coelestin in den Natica-Schichten, und zwar in den Natica-Steinkernen von KÜHN (1969) erstmals entdeckt. Der Coelestin nimmt die Stelle des Aragonits der ursprünglichen Gastropodenschalen ein (SCHERREIKS 1970) (s. Photos 2 und 3). Aus diesem Grunde zeigen die Ergebnisse der Atom-Absorptions-Analysen nicht die gesamten Sr-Gehalte der untersuchten Proben an. Nur die Karbonate wurden gelöst und das Strontium, das wahrscheinlich auch an Tonmineralien gebunden ist (BAUSCH 1965: S. 92), geht auch "weitgehend im Säureauszug in Lösung". Das Strontium-Sulfat bleibt ungelöst. Der ohnehin überdurchschnittlich hohe (bis zu 1,2%) Strontium-Gehalt der Natica-Schichten (s. Kurve) ist dort, wo coelestinisierte Fossilien auftreten, in Wirklichkeit noch viel höher. Der bei dem Atom-Absorptions-Analysen der Karbonate angewandte Salzsäure-Aufschluß erfaßt nicht den als Sulfat vorhandenen Strontium-Anteil. Auf Grund einer Mikrosonden-Untersuchung stellte KÜHN (1969) einen Sr Gehalt von 2,1 % im Naticakalk fest.

Die mergeligen Einschaltungen im Hauptdolomit nehmen sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung eine Position zwischen der kalkigen und der dolomitischen Fazies ein. Das bedeutet, daß die mergeligen Schichten eine Übergangs-Fazies zwischen Dolomit und Kalk bilden können; sie sind desto Mg-reicher, je näher sie an der Dolomit-Fazies herankommen. Die mergeligen Einschaltungen in Profil K sind kalkig und gehen in die Kalk-Fazies von Profil H einerseits und in die Dolomit-Fazies von Profil E andererseits über.

70 Ca-, Mg- und Sr-Analysen

• = 1 Analyse

● = 2 Analysen

▲ = 3 - " -

■ = 4 - " -

⊙ = Natica-Schichten (oft abnorm Sr-reich)

Ca / Mg Verhältnis (Gew. %)

Sr (ppm)

5.3 Die Lutit-Spezialfazies

Die Lutit-Spezialfazies können gemäß der in ihnen enthaltenen, bzw. fehlenden, Komponenten unterschieden werden. Da ein sehr hoher Prozentsatz der Lutite überhaupt keine Komponenten enthält, bilden schon diese komponentenfreien Lutite eine wichtige Gruppe. Die meisten Lutite lassen ein feines lamelläres Schichtgefüge erkennen. Die Stärke der einzelnen planen oder stark gekräuselten Lutit-Schichten, die mit Lagen von Intra-, Bio- und (seltener) Onkoidlutit oder Intraspatit rhythmisch abwechseln, schwankt zwischen ca. 0,5 mm und mehreren Zentimetern. Die Bedeutung dieser Rhythmite, die größtenteils als Algen-Stromatolithe interpretiert werden, wird am Ende dieses Kapitels besprochen. Die meisten Lutite sind, wenigstens teilweise, Sparite. Von diesen sammelkristallisierten Lutiten ist die Mehrzahl dolomitisch (Dolosparite sind fast immer ehemalige Dololutite) (s. Photos 20-22).

5.31 Die Lutit-Spezialfazies, aufgegliedert nach Prozent-Anteilen (die Prozentsätze geben den entsprechenden Anteil aus 247 untersuchten Lutiten an).

Tabelle 8

Komponentfreie Lutite:	23,4 %
Biolutite:	27,1 %
Intralutite und-spatite:	20,6 %
Intrabiolutite:	28,7 %

5.32 Lutit-Fazies ohne Komponenten

Tabelle 9

Zusammensetzung der komponentenfreien Lutite:
(58 untersuchte Proben)

"Reiner" Dolomit	(95 - 100 % Dolomit)	90 %
Calcitischer Dolomit (	70 % Dolomit)	2 %
Dolomitscher Kalk	(10 - 15 % Dolomit)	2 %
"Reiner" Kalk	(5 - 10 % Dolomit) ----- 2 % (0 - 5 % Dolomit) 4 %	6 %

Chemische Analyse von 9 "reinen" Dololutiten:

	Ca-%	Mg-%	Sr-ppm	Unlösliches-%
Durchschnitt	19,1	10,6	66	15,0
Streuung	18,2-20,5	8,8-11,0	30-80	13,9-17,0

Chemische Anayrse von 2 "reinen" Calcilutiten:

	Ca-%	Mg-%	Sr-ppm	Unlösliches-%
1. Probe	32,0	2,2	580	9,3
2. Probe	33,9	0,2	890	13,0

Die komponentenfreie Lutit-Spezialfazies besteht fast immer aus reinem Dolomit. Das Calcium/Magnesium-Verhältnis schwankt hier von 1,9 für reine Dololutite bis zu mehr als 100 für reine Calcilutite. Mit wachsendem Ca-Gehalt und sinkendem Mg-Gehalt steigt der Sr-Gehalt an (s. Kap. 5.25). Die unlöslichen

Rückstände sind wahrscheinlich zum Teil autigenen (z.B. Pyrit, Quarz, Sulfat) und zum Teil terrigenen (Ton, Quarz) Ursprunges. In 18,9 % dieser Lutit-Fazies sind Wurmbauten erkennbar und in 17,2 % wurden Mikropellets gefunden. Ob diese Mikropellets echte Allochems (Kotpillen, kleine Intraklasten, Algendetritus) sind, konnte meist nicht festgestellt werden. Manche dieser "Mikropellets" dürften auch nur Reste von sammelkristallisierter Lutit-Grundmasse sein.

Oggleich Dololutite gewöhnlich teilweise sammelkristallisiert sind, kann man dennoch in den meisten Fällen ihre ursprüngliche Grundmasse noch erkennen. Daß nicht etwa der Vorgang der Dolomitisierung möglicherweise vorher vorhanden gewesene Komponenten zerstört haben kann, ist durch zahlreiche Beispiele von komponentenfreien Calcilutiten und das häufige Vorkommen reinen Dolomites mit völlig intaktem Sedimentgefüge belegt. Nur die Sammelkristallisation führt zur Verwischung des sedimentären Gefüges; aber selbst nach diesem Prozess finden sich oft noch Inseln ausgesparter Grundmasse mit den gegebenenfalls darin eingebetteten Komponenten (s. Photos, 8, 17, 18, 20 - 22).

5.33 Komponentenhaltige Lutite

5.331 Verteilung der verschiedenen Komponenten in den Intralutiten bzw. -spatiten sowie in den Biolutiten und Intrabiolutiten

Tabelle 10

	Komponenten							
es enthielten von:	⊗	⓪	⊖	Ⓐ	✓	Ⓢ	Ⓢ	⊖
49 Intralutiten u. -spatiten	0	0	0	0	0	28,5%	100%	0
67 Biolutiten	10%	89%	16%	2%	35%	55%	0	3%
73 Intrabiolutiten	14%	66%	23%	7%	29%	41%	100%	0

Außer der komponentenfreien Lutit-Spezialfazies kann man drei komponentenhaltige Lutit-Spezialfazies unterscheiden: Intralutite und -spatite, Biolutite sowie die Übergangsfazies der Intrabiolutite. Intralutite und Intraspatite sind einfache Resedimente, d.h. sie bestehen aus erodierten, durch Lutit-Matrix bzw. Zement verbundenen Lutitfragmenten, die, wie oben erwähnt, als mm- bis cm-Lagen im Wechsel mit anderen Lutit-Fazies erscheinen. Daher wurden die Intraspatite mit den Lutiten gemeinsam behandelt. Intraklasten sind die einzigen nicht biogenen autochthonen Komponenten der Lutit-Faziesgruppe.

Fossilhaltige Lutite bilden deutlich unterscheidbare Spezialfazies, in denen die einzelnen Fossilarten verschieden häufig auftreten. Ostracoden kommen besonders häufig vor und repräsentieren deswegen eine autochthone Fauna (s. Kap. 5.21). Pelecypoden dürften ebenfalls autochthon sein, da gelegentlich (nur im Calcilutit) auch unversehrte geschlossene Schalen gefunden wurden. Diese Ansicht wird durch die Befunde in der Intrabiolutit-Übergangsfazies erhärtet, die ja sowohl Intraklasten als auch biogene Komponenten enthält.

5.332 Prozentsätze der Komponenten (Vol.%) in den Lutit-Spezialfazies

<u>Tabelle 11</u>	<10 Vol%	10-20 Vol%	20-30 Vol%	30-40 Vol%	40-50 Vol%	50-60 Vol%	60-70 Vol%
49 (=100%) Intralutite u. -spatite	67,9%	17,0%	3,7%	1,9%	5,6%	3,7%	
67 (=100%) Biolutite	67,1%	11,9%	5,9%	11,9%	0	2,5%	0
73 (=100%) Intrabio- lutite	46,4%	29,5%	12,6%	5,6%	0	2,8%	2,8%

Meist enthalten die Lutit-Spezialfazies nur wenige Komponenten. Ihre Komponenten-Grundmassen-Verhältnisse zeigen daher gewöhnlich einen niedrigen Energie-Index an. Dennoch kann man aus Lutiten mit niedrigerem und solchen mit höherem Energie-Index zusammengesetzte mm-bzw. cm-Rhythmite beobachten. Ein solcher Befund weist darauf hin, daß die Lutite in einem Milieu gebildet wurden, wo die Wasserbewegungs-Intensität sich immer wieder rapide änderte, wodurch, ständig abwechselnd, ein relativ hohes einem relativ niedrigen Energie-Niveau folgte. Die komponentenfreien Lutite (einem Energie-Index = 0 entsprechend) müssen aber nicht unbedingt in ruhigem oder stagnierendem Wasser entstanden sein, denn die Untersuchung rezenter Algenmatten auf den Bahamas (Neumann et al. 1970) hat gezeigt, daß bestimmte feinkörnige Sedimente auch im bewegten Wasser bestehen bleiben können, da ihre Bestandteile von Algen-Filimenten, -Röhrchen und-Schleim zusammengehalten werden. Die intraklastenhaltigen Lutite repräsentieren jedoch in jedem Fall eine Fazies höheren Energie-Niveaus als andere Lutite. Das Zustandekommen rascher Folgen von aus Biolutiten, Intralutiten und -spatiten sowie Intrabiolutiten bestehenden Lutit-Rhythmiten erfordert besondere Umweltverhältnisse, nämlich die ständig wechselnde Wasserbewegungs-Intensität der intertidalen Zone und die periodischen Überflutungen der supratidalen Zone.

5.333 Komponenten-Korngrößen der Lutit-Spezialfazies

Tabelle 12

Korngrößen- Klassen	grob- siltit.	arenitisch				fein- rudit.
	GS	SFA	FA	MA	GA	FR
von 49 Intralu- titen u.-spati- ten	3,7%	11,1%	20,3%	37,0%	22,2%	5,7%
von 67 Biolu- titen	2,8%	25,7%	35,7%	28,5%	4,2%	0
von 73 Intra- biolutiten	2,6%	11,8%	15,7%	47,3%	18,4%	3,9%

Die Intraklasten sind die gröbstkörnigen Komponenten in den Lutiten. Die in dieser Fazies-Gruppe vorgefundenen Fossilien (Biomorpha) sind immer arenitisch. Wie bereits erwähnt, werden die intraklastenhaltigen Lutite in Perioden heftigerer Wasserbewegung als die übrigen Lutite (s. 5.332 gebildet.

5.334 Der Calcit- bzw. Dolomit-Gehalt der Lutit-Spezialfazies

Tabelle 13

Vol.% be- zogen auf Dolomit	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90- 100
von 49 In- tralutiten u. -spati- ten	1,9%	1,9%	1,9%	1,9%	0	0	0	1,9%	1,9%	88,4%
von 67 Bio- lutiten	20,2%	1,4%	5,8%	4,3%	2,9%	0	1,4%	1,4%	2,9%	59,3%
von 73 In- trabiolu- titen	19,7%	8,4%	4,2%	2,8%	0	0	2,8%	5,6%	4,2%	52,1%

Über die Hälfte der Lutit-Spezialfazies bestehen aus reinem Dolomit. Kalkige Lutite sind praktisch immer fossilhaltig, wohingegen Intralutite, ebenso wie die komponentenfreien Lutite, nur selten kalkig sind. Die Intralutite stellen eine Spezialfazies dar, die meist aus ursprünglich komponentenfreien Lutiten hervorgegangen ist, eine Tatsache, die man in den reinen Dolomit-Rhythmiten oft beobachten kann. Calcilutite enthalten fast immer animalische Fossilien, während nur in ungefähr 40% der reinen Dolomite animalische Fossilien auftreten. Das weist darauf hin, daß das Dolomit-bildende Milieu für animalisches Leben weniger günstig war.

5.34 Die mm - cm-Rhythmite (gekräuselte Stromatolithe und Intralutite bzw. -spatite) der Hauptdolomit-Folge

Die Hauptdolomit-Folge besteht zum größten Teil aus feinen Rhythmiten von Dololutit mit Intralutit bzw. -spatit, Biolutiten oder Intrabiolutiten, die gelegentlich in ähnliche Calcilutit-Fazies übergehen. Diese Rhythmite sind in Bezug auf viele Merkmale mit der Lofer-Fazies des Dachsteinkalkes (B. SANDER 1936) und vielen anderen beschriebenen Dolomit-Rhythmit-Fazies anderer Formationen identisch (PROCTOR et al. 1956; GERMANN 1966 und 1969; LOGAN et al. 1964, und andere Autoren in FÜCHTBAUER und MÜLLER 1970). Auch für die gekräuselten Stromatolithe und Intralutite im Hauptdolomit sind kavernöse und "birds eye"-Strukturen, die von Dolomitspat bzw., seltener, Calcitspat oder lutitischem Sediment ausgefüllt sind, sehr typisch. Diese ausgefüllten Poren sind im Allgemeinen Schicht-parallel und werden teilweise als horizontale Trockenrisse "sheet cracks" (FABRICIUS 1966), teilweise als Schrumpfungsporen oder auch als Gasblasen gedeutet. Im Hauptdolomit kommen sowohl vertikale als auch horizontale Trockenrisse vor (s. Photos 23, 24). Intraklastenhaltige Schichten, auch ein generelles Merkmal der gekräuselten Stromatolithe und mm-Rhythmite, entstehen wahrscheinlich als Ergebnis periodischer Überflutungen vorher ausgetrockneter, z.T. zementierter, Sedimente (GERMANN 1969). Die gekräuselten Stromatolithe werden als fossile supratidale bis intertidale Algenmatten gedeutet, da ihre Gefüge denjenigen rezenter Algenmatten vergleichbar sind und da manchmal auch die feinen Schläuche der Algen fossil erhalten sind (FÜCHTBAUER und MÜLLER 1970). In den Stromatolithen des Hauptdolomites ist das feine Gefüge der ursprünglichen Algen allerdings nicht mehr erkennbar.

Das Entstehungs-Milieu der gekräuselten Stromatolithe und Intralutite (hier generell als Lutit-Fazies bezeichnet) ist

sicherlich der supratidale Bereich und die intertidale Zone (der Übergang zur subtidalen Zone). Diese Annahme wird durch die horizontalen und vertikalen Trockenrisse (s. Photos 23 und 24) sowie durch die intraklastenhaltigen Lagen im Wechsel mit Lutit-Schichten und auch durch die Fossilarmut (Ostracoden und, seltener, Pelecypoden sind nur gelegentliche Bewohner dieser Fazies) unterstützt. Der Dolomit, der fast ausschließlich auf die Lutit-Fazies beschränkt ist, stellt auch einen wichtigen Milieu-Hinweis dar, da rezenter frühdiagenetisch gebildeter Dolomit in supratidalen und intertidalen Zonen (z.B. im Bereich des Persischen Golfes und der Karibischen Inseln) gefunden wurde (EVANS et al 1965; SHINN et al. 1965; DEFFEYES et al. 1965; FÜCHTBAUER und MÜLLER 1970).

Im Hauptdolomit der Östlichen Lechtaler Alpen ist es möglich, Vergleiche anzustellen zwischen den supratidalen bis intertidalen Fazies und den, ganz andere Charakteristika aufweisenden, subtidalen Fazies (Siltit- und Spatit-Spezialfazies 5.4). Auch MÜLLER-JUNGBLUTH (1968) interpretierte supra- bis subtidale Fazies im Hauptdolomit der Östlichen Lechtaler Alpen.

5.4 Die Siltit- und Spatit-Spezialfazies

Es wurden 157 Siltite auf die Art ihrer Komponenten, auf ihr Komponenten/Grundmassenverhältnis, auf ihre Komponenten-Korngrößen und ihren Calcit/Dolomit-Gehalt untersucht. Fünf Siltit-Spezialfazies ließen sich unterscheiden: davon sind die Biosiltite und Intrabiosiltite die am meisten verbreiteten. Komponentenfreie Siltite und Siltite, die nur Intraklasten enthalten (Intrasiltite) sind sehr selten; sie erscheinen nur als Übergangs-Faziestypen zwischen Bio- und Intrabiosiltiten. Eine andere Siltit-Spezialfazies stellen solche Siltite dar, die Ooide oder Onkoide zusammen mit anderen Komponenten enthalten. Auch diese Gruppe stellt nur einen kleinen Teil der Siltite und bildet den Übergang zwischen der Siltit-Gruppe und den ooid- und onkoidhaltigen Spatiten.

Etwa 16 Spezial-Spatite wurden vorgefunden und analysiert. Diese Spezial-Spatite weisen einen ganz anderen Charakter auf als die Intraspatite, die rhythmisch zwischen Lutite geschichtet sind. Die hier besprochenen Spatit-Spezialfazies enthalten außer den Intraklasten noch zahlreiche andere Komponenten, von denen die Ooide und die Onkoide die charakteristischsten sind. Diese Spezial-Spatite wechseln mit Lagen von Siltiten und repräsentieren ein Sediment, das einem höheren Energie-Niveau als die Siltite entspricht. Die Siltite gehen auch in die Lutitfazies über (gewöhnlich Calcilutite im Gegensatz zu den Dololutiten).

Aus 157 Siltiten

3,1 % Siltite ohne Komponenten

3,1 % Intrasiltite

4,9 % ooid- und oder onkoidhaltige Siltite⁺

+)

(Diese enthalten immer auch Fossilien und oder Intraklasten als zusätzliche Komponenten).

36,3 % Intrabiosiltite

52,2 % Biosiltite

Aus 16 Spatiten

2 bzw. 12,5 % Biospatite

2 bzw. 12,5 % Intrabiospatite

3 bzw. 18,7 % Intraspatite

9 bzw. 56,2 % ooid- oder onkoidhaltige Spatite⁺⁺)

⁺⁺) (mit Fossilien und oder Intraklasten)

5.41 Die Komponenten der Siltit- und Spatit-Spezialfazies

Tabelle 14

Komponenten:	⊗	⊙	⊖	⊕	✓	⊙	⊙	⊖	⊙
aus 5 Intra-siltiten	0	0	0	0	0	60%	100%	0	0
aus 8 Ooid-bis Onkoid-siltiten	37,5%	<u>75%</u>	<u>75%</u>	25%	37,5%	50%	<u>75%</u>	<u>100%</u>	37,5%
aus 57 In-trabiosil-titen	17,8%	<u>89,2%</u>	<u>51,7%</u>	17,8%	<u>58,9%</u>	53,5%	<u>100%</u>	0	0
aus 82 Bio-siltiten	13,4%	<u>85,3%</u>	<u>50%</u>	20,7%	<u>65,8%</u>	37,7%	0	0	0
aus 16 Spa-titen	31,2%	<u>62,5%</u>	<u>62,5%</u>	25%	37,5%	25%	<u>81,2%</u>	<u>50%</u>	37,5%

Im Vergleich mit den beschriebenen Lutit-Fazies haben die Siltite und Spatite ein viel breiteres Fossil-Spektrum. Die Ostracoden, die hier ebenso wie in den Lutiten am häufigsten auftreten, sind typisch für die Hauptdolomit-"back reef facies". Foraminiferen (Miliolidea) findet man in den Siltiten häufiger als in den Lutiten; sie dürften eine autochthone Fauna in der Beckenfazies sein (den subtidalen Zonen der "back reef facies" entsprechend). BRINKMANN (1966, S. 162) nennt den Hauptdolomit "foraminiferen-reichen Schlick" aber der Hauptdolomit der Östlichen Lechtaler Alpen könnte zutreffender als Ostracoden-reiches Sediment bezeichnet werden. Pelecypoden treten viel häufiger in den Siltiten und Spatiten der subtidalen Beckenfazies als in den intertidalen Rand- und supratidalen Schwellenfazies auf. In den supratidalen Lutiten sind die Pelecypoden als allochthon zu deuten.

Gastropoden, die in der Hauptdolomit-Folge, als Ganzes betrachtet, je relativ selten sind, erscheinen in der Beckenfazies häufiger als im Calcilutit der Randfazies. Die in den Siltiten vorgefundenen Gastropoden erreichen oft Durchmesser von 1 bis 2 Zentimetern, während die im Lutit heimischen nur mm-Größen aufweisen. Das spricht zusammen mit dem relativen Fossilreichtum der Siltite dafür, daß in ihrem Bildungs-Milieu bessere Bedingungen für animalisches Leben vorhanden waren (subtidale, offene Beckenfazies). Wie nicht anders zu erwarten, sind natürlich hier, wo es viele Fossilien gibt, auch zahlreiche Mikrobioklasten vorhanden. Die Mikropellets, die calcilutitische Allochems darstellen, sind zum Teil entweder als kleine Intraklasten oder als Kotpillen zu deuten. Intraklasten sind allochthone lutitische Komponenten, die von den Sedimenten der inter- bis supratidalen Zone (Rand- und Schwellenfazies) wegerodiert worden sind. Sie bestehen meist aus Calcit, aber auch dolomitische Calcit-Intraklasten, sowie Dolomit-Intraklasten können oft zusammen in einer Calcisiltit- (Calcilutit-) Matrix angetroffen werden. Daraus läßt sich der Schluß ziehen, daß zur Zeit der Sedimentierung der Intraklasten penekontemporär ($\pm$ synchron) in der supratidalen Zone bereits Dolomit vorhanden gewesen sein muß! Solche Dolomit-Intraklasten sind demnach wichtige Indikatoren dafür, daß die Dolomitbildung, zumindest teilweise, frühdiagenetisch in der supratidalen Zone stattgefunden haben muß (GERMANN 1969), denn es ist wohl kaum anzunehmen, daß in der subtidalen Beckenfazies nur einige Intraklasten selektiv dolomitisiert worden seien.

Onkoide und Ooide kann man sowohl in einer Silt-Matrix eingebettet oder durch Calcit zementiert vorfinden. Das Vorhandensein dieser Komponenten zeigt deutlich spezifische Milieubedingungen an (FÜCHTBAUER und MÜLLER 1970 nach verschiedenen anderen Autoren), die sich von denen der anderen Sedimente der subtidalen Zone unterscheiden: Onkoide lassen auf Flachsee- bis intertidale Bedingungen schließen; Ooide haben sich rezent in Wassertiefen von 1 bis 4 Metern gebildet, die Salinität

liegt dort mit ca. 37 % nur wenig über derjenigen der Weltmeere (35 %) und Strömungsgeschwindigkeiten von 0,3 - 1,5 m/sec. wurden im Ooid-bildenden Milieu gemessen. NEUMANN et al. (1970) konnten auf den Bahamas durch Experimente mit subtidalen Sedimenten beweisen, daß bereits Strömungen von nur 0,2 m/sec. Geschwindigkeit ausreichen, um Sediment zu bewegen, während durch Algenmatten verkittetes Sediment auch Strömungen von 0,4 - 1,1 m/sec. widerstehen konnte. Für die gewöhnlichen Maximalströmungen im Algenmatten-Milieu wurden Geschwindigkeiten von 0,13 m/sec. gemessen, d.h. sie sind wesentlich geringer als die im Ooid-bildenden Milieu.

5.42 Komponenten (Vol.%) in den Siltit- und Spatit-Spezialfazies

Tabelle 15

	Komponenten Vol.%							
	<10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80
aus 5 Intrasiltiten	60%	0	40%	0	0	0	0	0
aus 8 Ooid-bis Onkoid-siltiten mit Fossilien u. Intraklasten	0	0	12,5%	12,5%	37,5%	25,0%	12,5%	0
aus 57 Intrabiosiltiten	29,8%	24,5%	19,2%	14,0%	10,5%	0	1,7%	0
aus 82 Biosiltiten	37,7%	30,4%	13,4%	10,9%	4,8%	1,2%	1,2%	0
aus 16 Spatiten (Ooide, Onkoide, Fossilien u. Intraklasten)	0	0	0	0	0	50,0%	37,5%	12,5%

Der Komponentengehalt zeigt, daß die Spatite dem höchsten Energie-Index entsprechen. Ooid- und Onkoid-haltige Siltite stellen eine Übergangsfazies dar und weisen auf einen höheren Energie-Index als den der meisten anderen Siltite hin. In-traklasten-haltige Siltite zeigen häufiger einen höheren Energie-Index an als die Biosiltite. Die subtidale Beckenfazies kann daher, je nach der Komponenten-Art (5.41), sowie je nach dem Komponenten-Gehalt der Grundmasse in Zonen höherer und niedrigerer Strömungs-Energie gegliedert werden (Spatite Onkoid- Ooidsiltite Intrabiosiltite Biosiltite).

5.43 Die Komponenten-Korngrößen der Siltit- und Spatit-Spezialfazies

Tabelle 16

Arenite

	grob-silt.	SFA	FA	MA	GA	fein-rudit.
aus 5 Intra-siltiten	0	20%	40%	20%	20,0%	0
aus 8 Ooid-bis Onkoid-siltiten	0	12,5%	12,5%	50,0%	25,0%	0
aus 57 In-trabiosiltiten	0	1,7%	26,3%	47,3%	19,2%	5,2%
aus 82 Bio-siltiten	1,2%	9,7%	37,8%	26,8%	19,5%	4,8%
aus 16 Spa-titen	0	0	6,1%	31,2%	43,7%	18,7%

Die Messung der Komponenten-Korngrößen zeigt, daß die meisten Spatite grob-arenitisch sind, während die Siltite in der Hauptsache mittel- bis fein-arenitisch sind. Diese Ergebnisse entsprechen im Allgemeinen den Energie-Index-Daten (s. 5.42).

5.44 Calcit- bzw. Dolomit-Gehalt (Vol.%) der Siltit- und
Spatit-Spezialfazies

Tabelle 17

	Volumen % bezogen auf den Dolomit-Gehalt									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
aus 5 kompo- nenten- freien Silti- ten	80,0%	20,0%	0	0	0	0	0	0	0	0
aus 5 Intra- silti- ten	80,0%	0	20,0%	0	0	0	0	0	0	0
aus 8 Ooid- bis Onkoid- silti- ten	50,0%	12,5%	12,5%	12,5%	0	0	12,5%	0	0	0
aus 82 Biosil- titen	73,5%	4,5%	7,5%	1,1%	0	3,4%	8,0%	1,1%	0	2,2%
aus 57 Intra- biosil- titen	81,9%	4,9%	4,9%	3,2%	1,6%	3,2%	0	0	0	0
aus 16 Spati- ten	75,0%	18,7%	0	6,2%	0	0	0	0	0	0

Die Siltit- und Spatit-Spezialfazies sind vorwiegend sehr reine Kalke. Nur die Biosiltite sind gelegentlich völlig dolomitisiert. Die Biosiltite und Intrabiosiltite der subtidalen Beckenfazies gehen in horizontaler wie in vertikaler Richtung allmählich über in die Biolutite und Intrabiolutite der intertidalen Randfazies. Diese Lutite der Randfazies sind viel häufiger dolomitisiert als die Siltite (s. 5.334).

5.45 mm-Schichtgefüge

Plane mm-Schichten, Schrägschichten und "graded bedding" sind in Siltiten als typische Merkmale anzutreffen. Plane mm-Schichtung finden wir in lutitischen Sedimenten seltener, wohingegen gekräuselte mm-Schichtung für diese Fazies typisch ist; gekräuselte lutitische mm-Schichten wechseln rhythmisch mit Intralutiten und Intraspatiten. Die gekräuselten mm-Rhythmite im Hauptdolomit entsprechen den von verschiedenen Autoren in vielen Einzelheiten oft beschriebenen Algen-Stromatolithen (FÜCHTBAUER und MÜLLER 1970). Die Mikrofazies-Untersuchungen ließen die folgenden regelmäßig zu beobachtenden Faziesbeziehungen erkennen: Siltite sind mit den Lutiten eng verwandt, da sie lateral und vertikal ineinander übergehen. Oospatite stehen zu den Siltiten, aber nicht zu den Lutiten häufig in einem ähnlichen Verhältnis. Die Intraspatite hingegen stehen den Lutiten am nächsten.

Man kann sich ein (sehr vereinfachtes) Modell ableiten, wo sich in einem Bereich Lutite, Intralutite und Intraspatite in engem rhythmischem Wechsel bilden und wo gleichzeitig in angrenzenden Faziesbereichen mit all ihren verschiedenen Spezialfazies-Möglichkeiten Siltite und, in Arealen mit hohem Energie-Index, auch Oospatit-Dünen entstehen.

Die Siltite und Spatite der subtidalen Fazies gehen allmählich über in die Siltite und Lutite der intertidalen Fazies, die dann in die Lutite, Intralutite und -spatite der supratidalen Zone überleiten. Alle diese Fazies werden gegen die intertidale Zone zu nach und nach immer mehr dolomitisch und sind in der supratidalen Zone meist völlig dolomitisiert.

6.0 Photo-Belege

- Photo 1 (Breite etwa 10 cm) Gesteins-Anschliff:
Biocalcisiltit - Natica comes (AMMON) - Schill-Lager (Profil F).
- Photo 2 (Breite etwa 8 cm, Säure-Präparation)
als Coelestin erhaltene Natica.
- Photo 3 (Breite 2 cm)
Das Röntgen-Radiogramm der coelestinisierten Natica wurde mit dem Gerät "Faxitron 805" der Fa. Field Emission GmbH, München, hergestellt (SCHERREIKS 1970)
- Photo 4 (Breite 1 mm)
Oointraspatit (reiner Kalk) - die Ooid-Kerne sind kleine Intraklasten - der große Intraklast stammt aus einem Biolutit (Profil A),.
- Photo 5 (Breite 2,1 mm)
Ausschnitt aus einem Intrabio-siltit bis -spatit (reiner Kalk) (Profil B).
- Photo 6 (Breite 2 mm)
Onkoidintrabiospatit (reiner Kalk) - Ostracoden - Intraklasten (Algendetritus?) (Profil R).
- Photo 7 (Breite 1,6 mm)
Onkoidintrabiospatit (reiner Kalk) (Profil A).
- Photo 8 (Breite 6 mm, Negativ)
Onkoidbiospatit (reiner Dolomit) Dolomitspat (dunkelgrau) Dololutit-Säume (weiß) - einige Ostracoden (Profil E).
- Photo 9 (Breite 2,2 mm)
Biosiltit bis -spatit (reiner Kalk) - Ostracoden (z.T. "stachelig") (Profil H).
- Photo 10 (Breite 1,2 mm)
Calcisiltit mit gradierter mm-Schichtung - Quarz (weiß) ist lagenweise angereichert (Profil A).
- Photo 11 (Breite 3 mm)
Calcisiltit - Quarz (weiß) (Profil E).
- Photo 12 (Breite 2 mm)
Intrasiltit (reiner Kalk) - schlecht sortierte lutitische Intraklasten, z.T. mit Lamellen-Gefüge (Profil H)
- Photo 13 (Breite 2,1 mm)
Intrasiltit (reiner Kalk) - Intraklasten (Algenmatten-Fetzen?) mit feinsten Lamellen und Sieb-Struktur (Profil H).

- Photo 14 (Breite 2 mm)
Ostracoden-siltit bis -lutit mit vielen Mikrobio-
klasten (wahrscheinlich Ostracoden-Detritus) (reiner
Kalk) - Matrix bituminös (schwarz) - Ostracoden mit
internem Calcit-Zement (Profil B).
- Photo 15 (Breite 1,9 mm)
Intrabiolutit (reiner Kalk) - Ostracoden mit internem
Calcit-Zement - Lutit-Matrix wird durch Sammelkristalli-
sation in Sparit umgewandelt (Profil A).
- Photo 16 (Breite 1,7 mm)
Biolutit (reiner Dolomit) - Matrix wird diffus in Spa-
rit umgewandelt (Profil H).
- Photo 17 (Breite 1,7 mm) (Ausschnitt aus gleichem Dünnschliff
wie Photo 25) Intrabiolutit (reiner Dolomit) - Matrix
ist z.T. Dolosparit - Dolomitpatat füllt Ostracoden und
Klüfte (Profil E).
- Photo 18 (Breite 1,6 mm) (Ausschnitt aus gleichem Dünnschliff
wie Photo 23) Biolutit (reiner Dolomit) - Ostracoden
und Kavernen mit Dolomitpatat gefüllt - (Profil A).
- Photo 19 (Breite 13,5 mm) (negative Folienabzugs-Aufnahme) In-
tralutitrudit (dolomitischer Kalk), stark in Sparit
umgewandelt - Intraklasten bestehen sowohl aus Dolomit
(dunkelgrau) als auch aus Calcit (mittelgrau bis weiß)
Profil P).
- Photo 20 (Breite 2 mm)
Intrasparit (ehemaliger Lutit) (reiner Dolomit)
(Profil E).
- Photo 21 (Breite 2,1 mm)
Dololutit (reiner Dolomit) - wird durch Sammelkristalli-
sation in Sparit mit Pseudopellets umgewandelt (Profil R).
- Photo 22 (Breite 3 mm) (ähnlich Photo 21)
Dolosparit (ehemaliger Dololutit) - Grundmasse poiki-
litisch in Dolomit-Kristallen erhalten (Profil H).
- Photo 23 (Breite 11 mm) (negative Dünnschliff-Aufnahme) (ver-
größerter Bildausschnitt Photo 18).
Dolomit-Stromatolith (Blaugrünalgen-Matten) - weiß
bis mittelgrau ist Dololutit - schwarz ist Dolomit-
Zement in Ostracoden, "birds eyes", Kavernen "sheet
cracks" und Klüften - durch Austrocknung ist die
Algenmatte nach oben gewölbt (oberhalb der Bildmitte)
und reißt dadurch auseinander (vertikaler Trockenriß).
(Profil A).

- Photo 24 (Breite 20 mm) (negative Folienabzugs-Aufnahme)
Dolo(bio)lutit (schwarz) - Calcilutit bis dolomitischer
Calcilutit (grau) - vertikale keilförmige Risse (oben
links und rechts) sind mit Calcitspat (mittelgrau) ge-
heilt; sie werden als vertikale Trockenrisse interpre-
tiert (jedenfalls sind sie durch Volumenschwund ge-
bildet). Sie sind in Dololutit entstanden und wurden
mit Calcit geheilt, noch ehe die darüberliegende Calci-
lutit-Schicht sedimentiert war. Der Trockenriß links
oben ist in seinem oberen Teil mit diesem Calcilutit-
Sediment angefüllt (Profil P).
- Photo 25 (Breite 8 mm) (negative Dünnschliff-Aufnahme) (Teil-
ausschnitt s. Photo 17).
Dolomit-Stromatolith (Blaugrünalgen-Matten) - Dololu-
tit (weiß bis hellgrau) - Dolomitspat (schwarz) - Do-
lolutit löst sich nach oben zu auf und geht in ein
Intraspatit-Lager über (Profil E).
- Photo 26 (Breite 12,4 mm) (negative Dünnschliff-Aufnahme, ähn-
lich Photo 25).
Oben Intraspatit (Dolomitspat (schwarz)) - unten Dolo-
lutit z.T. Sparit (grau) - Bitumen in Lagen angereichert
(weiß) - Das ganze Gestein wird spät-diagenetisch
tektonisch brekziert. (Profil B).
- Photo 27 (Breite 13 mm) (negative Folienabzugs-Aufnahme)
Dolomit (grau) - Calcit (hell) unten Biosiltit z.T.
dolomitisiert, geht mit scharfer Grenze in Dololutit
über (Profil C).

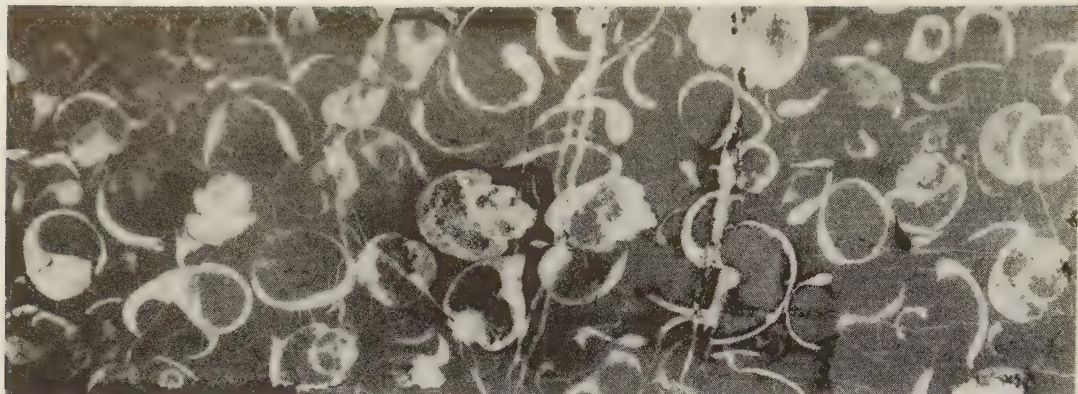


Photo 1



Photo 2



Photo 3

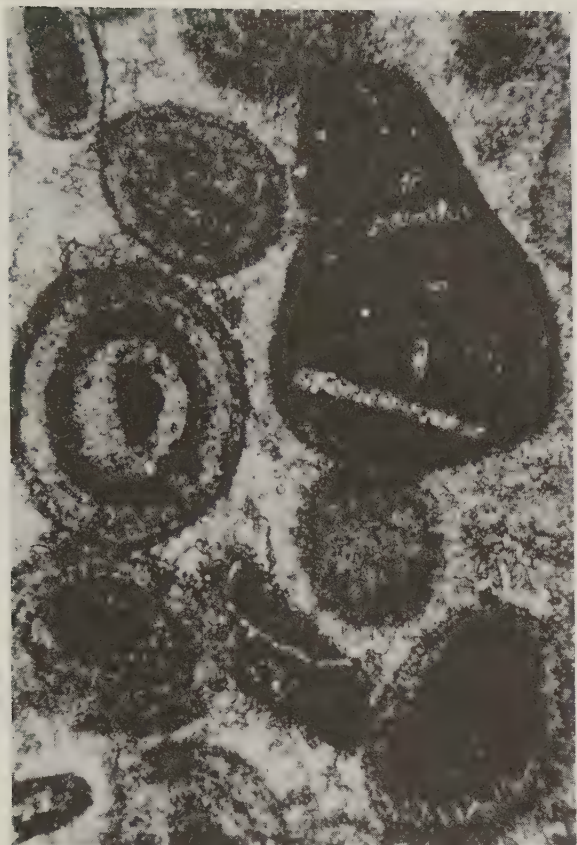


Photo 4



Photo 5

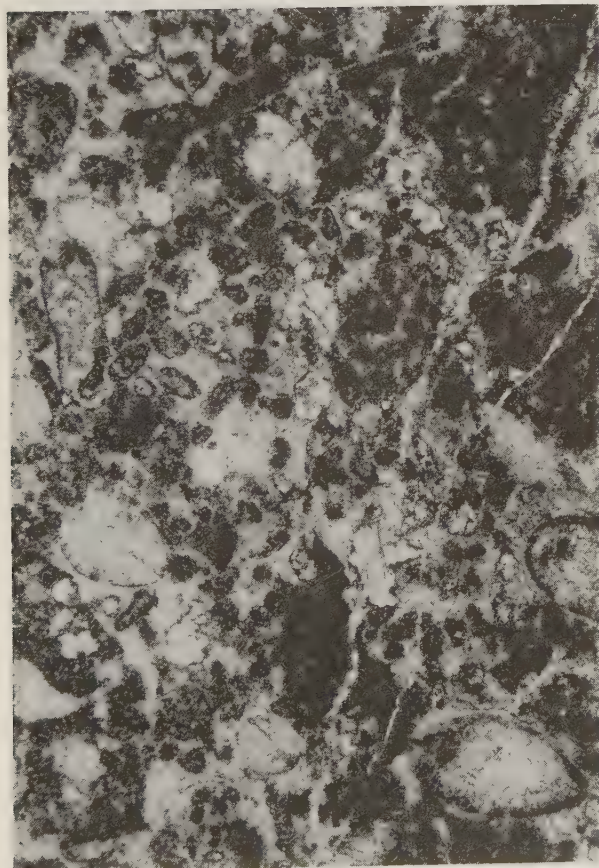


Photo 6

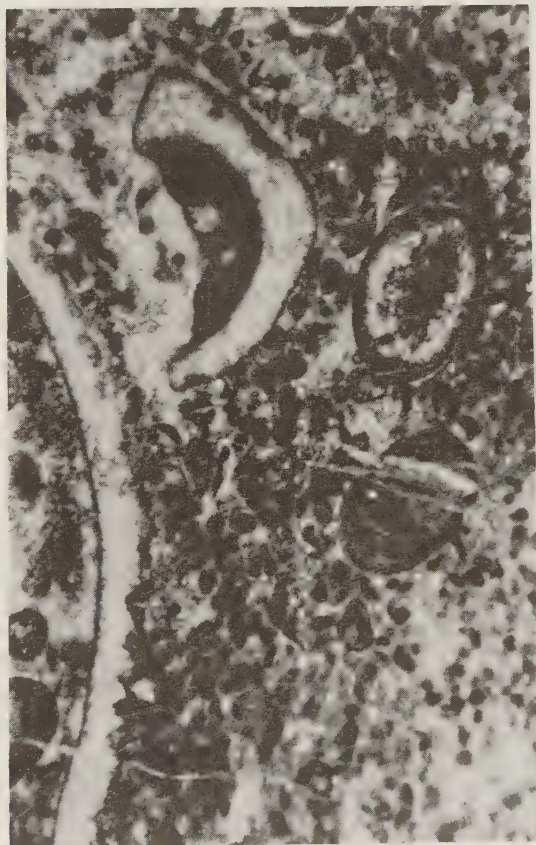


Photo 7

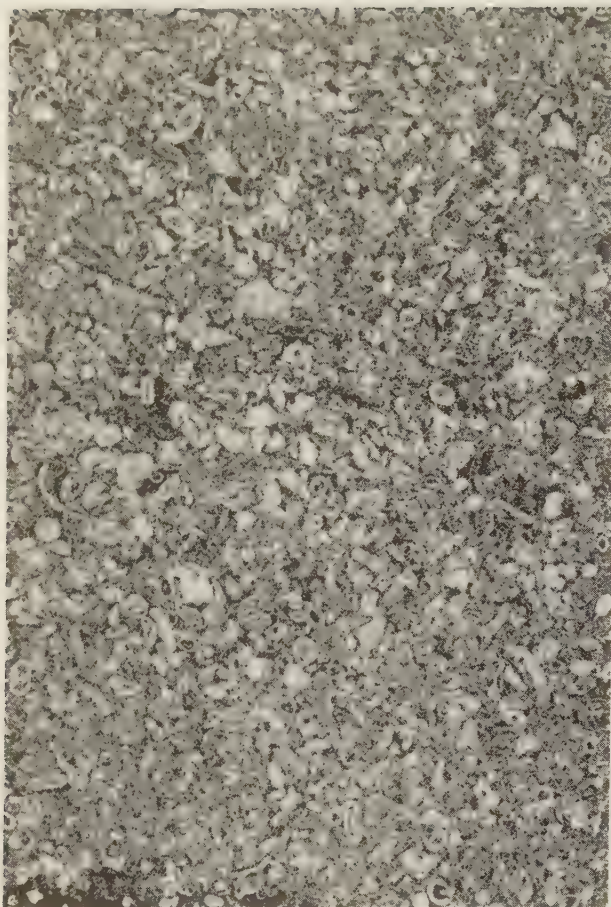


Photo 8

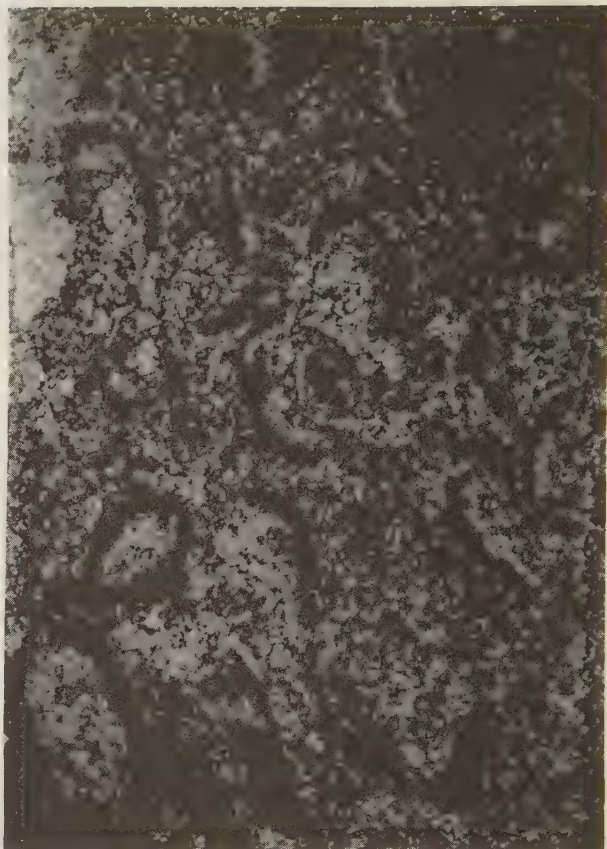


Photo 9

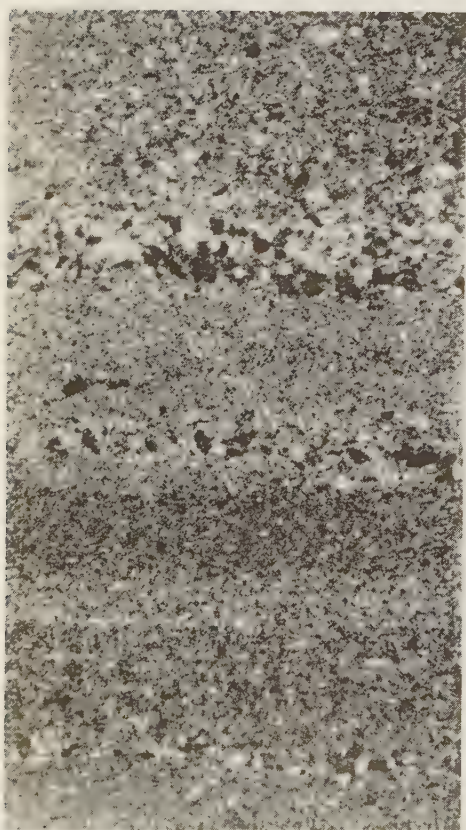


Photo 10

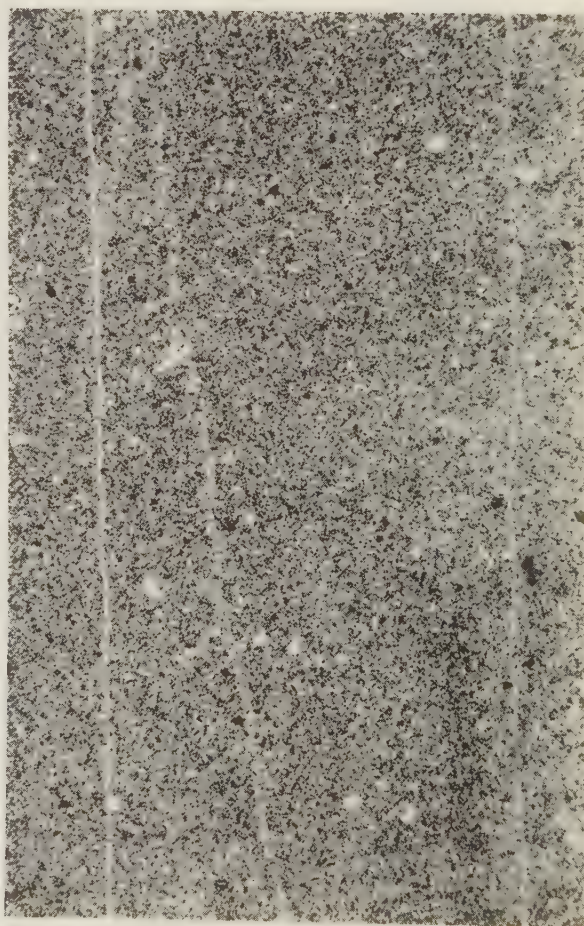


Photo 11



Photo 12



Photo 13

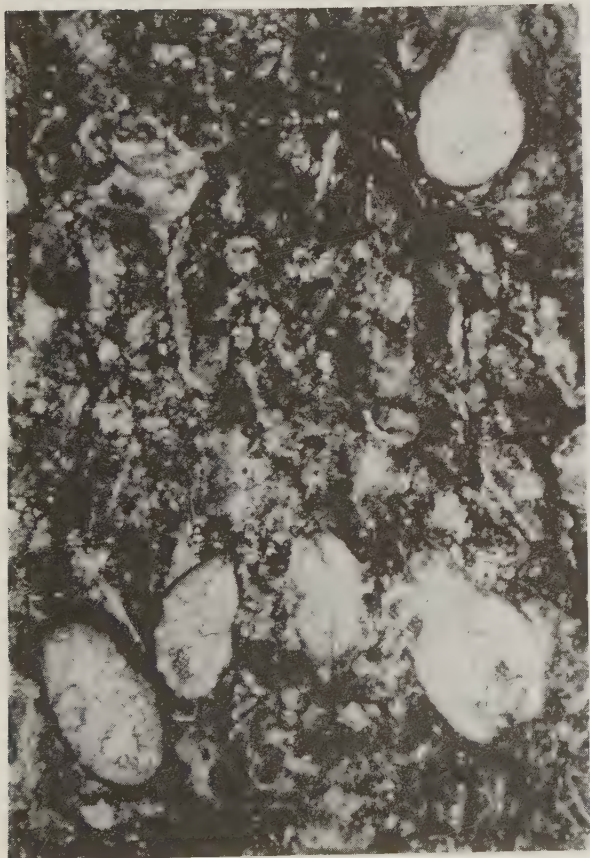


Photo 14



Photo 15

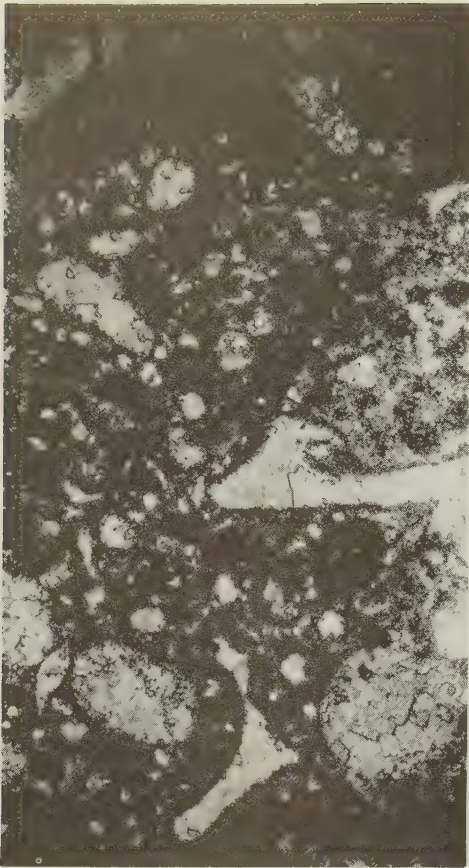


Photo 16

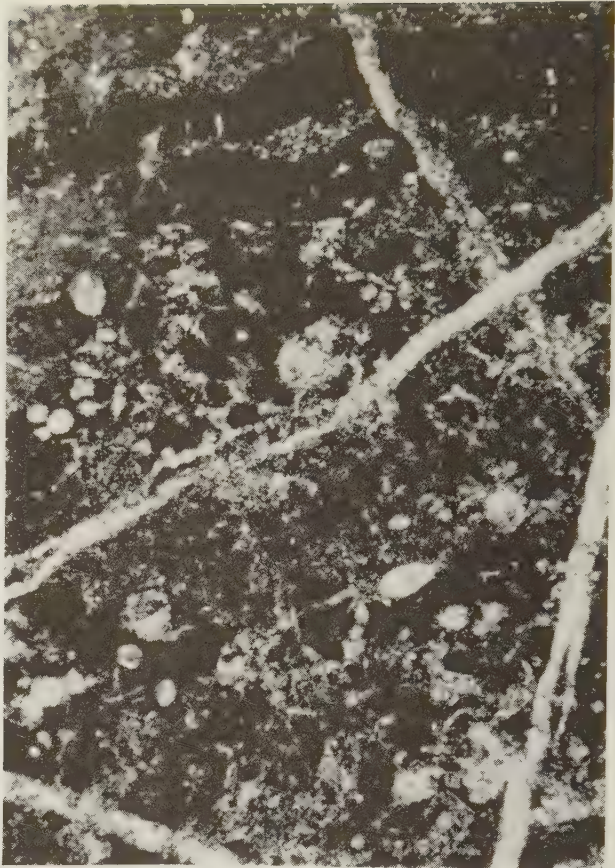


Photo 17



Photo 18

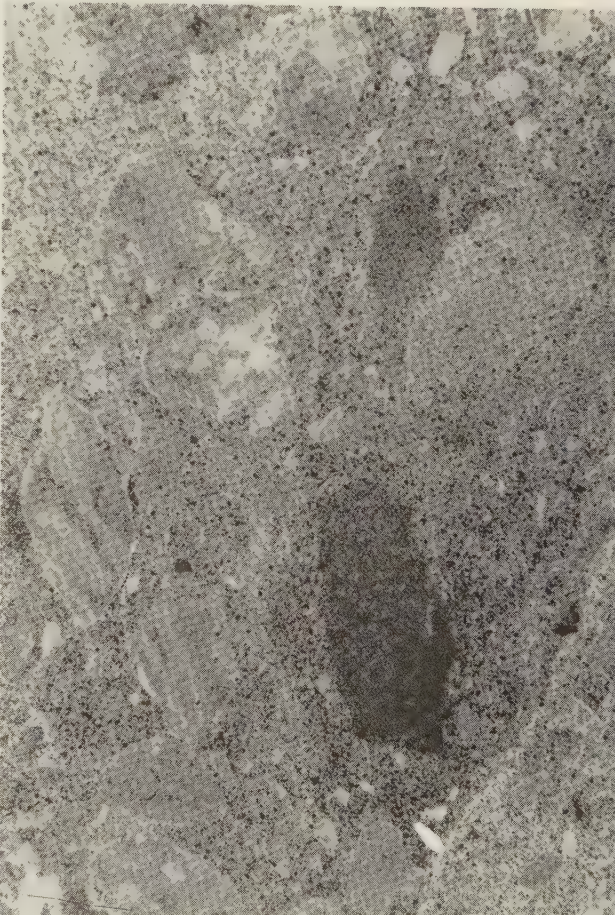


Photo 19

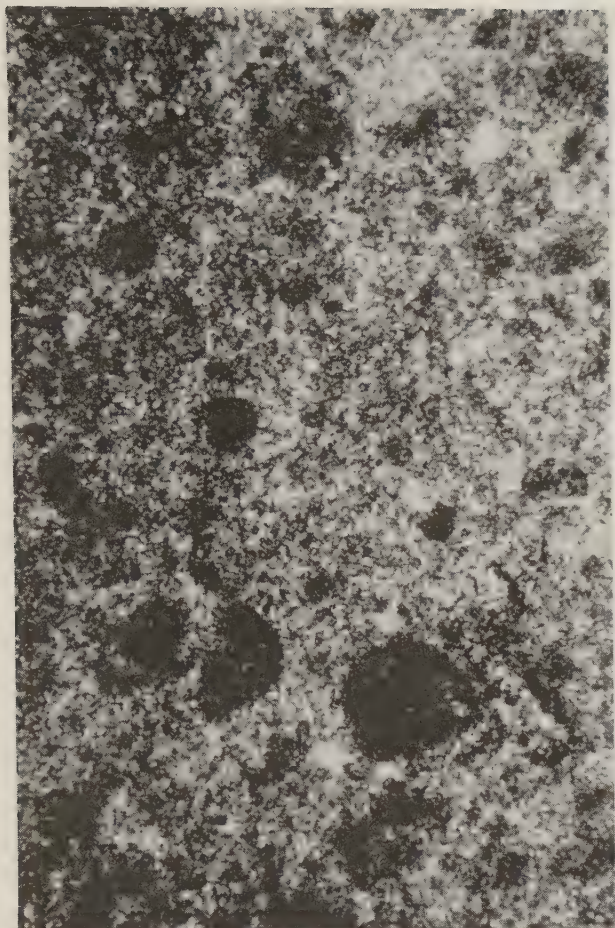


Photo 20

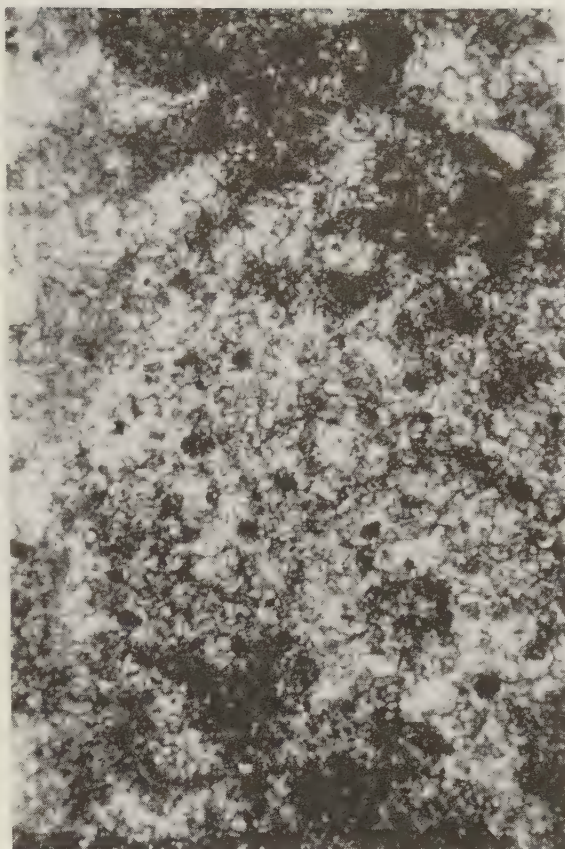


Photo 21



Photo 22

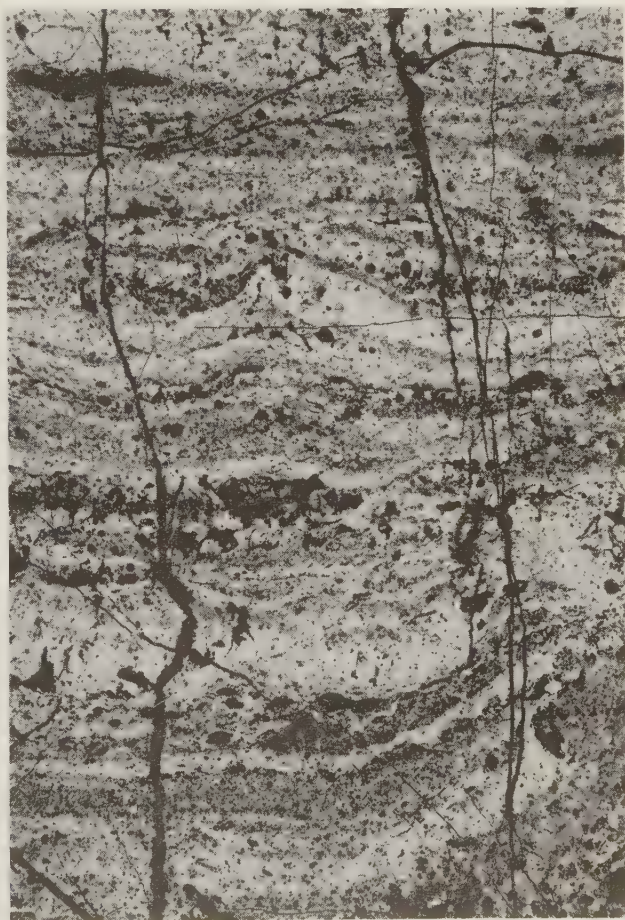


Photo 23



Photo 24



Photo 25



Photo 26

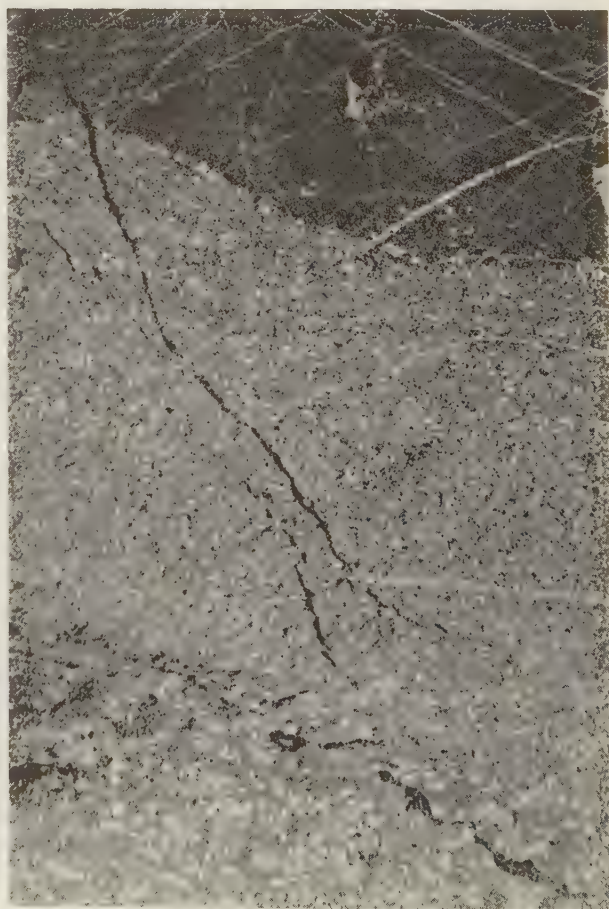


Photo 27

7.0 Zusammenfassung der Ergebnisse

1. Der Hauptdolomit der Nördlichen Kalkalpen ist ein "back reef"-Fazies-Komplex, der sich in Ost-Westlicher Richtung zwischen einer Festlandschwelle im Norden und einer rein flachmarinen Fazies in den inneren Teilen der Kalkalpen erstreckt. Die Fauna- und Flora-Spektren sind begrenzt und terrigene Einflüsse lassen sich innerhalb der gesamten Serie nachweisen. Die Hauptdolomit-"back reef"-Fazies der Östlichen Lechtaler Alpen kann in eine Reihe von miteinander verwandten Spezialfazies-Typen untergliedert werden.
2. Die Spezialfazies-Typen können gemäß den Grundmassen-Typen (Lutite, Siltite, Spatite), den Komponenten-Gehalten (Fossilien, Intraklasten, Onkoide, Ooide), dem Stoffbestand (Calcit/Dolomit-Verhältnis, nicht-karbonatische Bestandteile) und gemäß dem sedimentären Schichtgefüge beschrieben werden.
3. Dololutit-, Intralutit- und Intraspatit-Rhythmite sind die Bestandteile der Hauptmasse der Hauptdolomit-Folge. Diese Spezialfazies werden als Sedimente supratidalen (Sabkha-Typus) und intertidalen Ursprungs interpretiert. Kalkalgen-Stromatolithe dürften wesentlich am Zustandekommen dieser Fazies-typen beteiligt sein.
Calcilutite, Calcisiltite und Calcispatite, die verhältnismäßig mehr Fossilien, Onkoide und gelegentlich echte Ooide enthalten, sind intertidalen bzw. subtidalen Ursprungs. Die heute als Dolomit vorliegenden Schichten erweisen sich in Bezug auf ihre sedimentäre Fazies als deutlich von den Kalken unterscheidbar.
4. Kalk- und Mergeleinschaltungen im Dolomit haben ihre Ursache in Senkungen im "back reef"-Bereich. Solche, meist kurzfristige, Überflutungen fanden in den Östlichen Lechtaler Alpen ungefähr am Übergang zwischen Raibler- und Hauptdolomit-Fazies, dann während des Überganges vom Unteren zum Mittleren Hauptdolomit und noch mehr-

mals nach Beginn des Oberen Hauptdolomites statt. Die in dieser Arbeit dargelegte stratigraphische Fazies-Gliederung basiert auf den Sedimenten, die während dieser, wahrscheinlich durch tektonische Senkungen hervorgerufenen, Überflutungen abgelagert worden sind.

- a) Die bituminösen, mergeligen Kalk- und Dolomit-Einschaltungen an der Basis der Mittleren Hauptdolomit-Folge haben eine weite Verbreitung. Sie können von der Ups-Daniel-Gruppe (Profil M) durch die Lichtbrennt-Joch- bis in die Kreuzeck- Frieder-Gruppe hinein verfolgt werden. Diese Mittleren Basis-Schichten scheinen sich auch in das kleine Plansee-Tal fortzusetzen und sind wahrscheinlich mit ähnlichen, in der Kramer-Ofenberg-Masse (VIDAL 1953) vorgefundenen Schichten identisch. Auch mit den bituminösen mergeligen Schichten südlich der Heiterwand (Profil P) könnten sie identisch sein.
- b) Die Ausbreitung der Natica-Schichten (Obere Basiskalke) entspricht der Hauptsenkung und Überflutung in den Östlichen Lechtaler Alpen zu Beginn des Oberen Hauptdolomites. Diese Überflutung war zwar nur kurzfristig, betraf aber ein Areal von mehr als 150 km².
- c) Die Bildung der Natica-Schichten begann in einer Senke, deren Zentrum um Ehrwald herum gelegen war. In diesem Bereich hielten die Überflutungen mit kurzen Unterbrechungen bis in das Rhät hinein an. Die hier entstandene subtidale Beckenfazies ist mächtiger als die intertidalen und supratidalen Fazies der umliegenden Rand- und Schwellengebiete, mit denen sie verzahnt ist.
- d) Auch die letzte große Überflutung im Hauptdolomit der Östlichen Lechtaler Alpen, die zur Entstehung der weit ver-

breiteten Plattenkalk-Serie geführt hat, geht von diesem Flachmeer-Arm aus.

5. Die Hauptdolomit-Folge der Östlichen Lechtaler Alpen erwies sich als weit mächtiger, als in der dem Autor bekannten Literatur angegeben ist. Im Gebiet der Hauptsenke erreicht der Hauptdolomit (einschließlich des Plattenkalkes) eine Mächtigkeit von mehr als 2500 Metern. Je weiter man ihn vom Zentrum der Beckenfazies her in die Rand- und Schwellenbereiche verfolgt, desto mehr verliert er an Mächtigkeit. In manchen Teilen der Beckenfazies (Gartnerwand) ist der Obere Hauptdolomit etwa 1300 bis 1400 m mächtig, wohingegen südlich vom Hochplatt seine Mächtigkeit nur noch ca. 900 m beträgt.
6. Mehrere interessante Studienergebnisse konnten im Rahmen dieser Arbeit nicht in voller Ausführlichkeit behandelt werden. So könnte z.B. die Sr-Verteilung im Zusammenhang mit der Coelestin-Bildung interessante Aspekte aufdecken. Ebenso könnten gezielte Modalanalysen bestimmter Faziesgruppen von Interesse sein. Auch die Verfolgung von Bezugshorizonten auf geochemischem Wege steht noch aus. Die vorgefundene enorme Mächtigkeit der Hauptdolomit-Folge im dem studierten Gebiet könnte die Grundlage für weitere tektonische Untersuchungen bilden und dürfte frühere Vorstellungen modifizieren. Die Becken- und Schwellenfazies scheinen Falten-Depressionen bzw. -Kulminationen zu entsprechen; die Senkungen und Überflutungen in den Östlichen Lechtaler Alpen während des Nor könnten möglicherweise in andere Regionen hinein verfolgt werden. Es bleibt also noch eine Anzahl von Problemen die sich im Zusammenhang mit den hier abgehandelten Themen ergeben haben, zu bearbeiten.

Literatur-Verzeichnis

- ALLEN, J.E.: Estimation of Percentages in Thin Sections-
Considerations of Visual Psychology. - J.Sediment. Petrol., 2, 160-161, (1956)
- AMMON, L.v.: Die Gastropoden des Hauptdolomites und Plattenkalkes der Alpen. - 15 Fig., 73 S., Akademische Buchdruckerei v. F. Straub, München, (1878)
- AMPFERER, O.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich Blatt Lechtal (5045) und Blatt Zirl-Nassereith. - Geologische Bundesanstalt, Wien, (1924)
- Erläuterungen zu den Geologischen Karten der Lechtaler Alpen 1:25 000. - 125 S., Geol. Bundesanstalt, Wien, (1932)
- ANDREE, K.: Über den Cölestin im Mokattamkalk von Ägypten usw. - Neues Jb. Mineral., Beil.-Bd. 37, 343, (1914)
- BAUSCH, W.M.: Strontiumgehalt in Süddeutschen Malmkalken. - Mit 9 Abb., Geol. Rdsch., 55, 86-96, (1966)
- BISSEL, H.J. & CHILINGAR, G.V.: Classification of Sedimentary Carbonate Rocks. - Developments in Sedimentology 2 A, 87-168, Elsevier, (1967)
- BISQUE, R.E. & LEMISCH, J.: In soluble residue-magnesium content relationships of carbonate rocks u.sw. - J. Sediment. Petrol., 29, 73-76, (1959)
- BODECHTEL, J. & SCHERREIKS, R.: Tectonical aerial Interpretation of the Lorea-Group in the Eastern Lechtaler Alps. - Austria-I.T.C. Publications Series B, 49, Delft, (1968)
- BRINKMANN, R.: Abriß der Geologie (2 Bd.), Historische Geologie.- 73 Abb., 57 Tafeln, 345 S., Ferdinand Enke, Stuttgart, (1966)
- CHESTER, R.: Differentiating Reef from Non-Reef Carbonates. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 49,1, 258, (1965)
- CHILLINGAR, G.V.: Classification of Limestones and Dolomites on Basis of Ca/Mg Ratio. - J. Sediment. Petrol., V.27, 187-189, (1957)
- Notes on Classification of Carbonate Rocks on Basis of Chemical Composition. - J. Sediment. Petrol., 30, 157-158, (1960)

- DEFFEYES, K.S., LUCIA, F.J. & WEYL, P.K.: Dolomitization of Recent and Plio-Pleistocene Sediments by Marine Evaporite Waters on Bonaire, Netherlands Antilles. Dolomitization and Limestone Diagenesis, SEPM Spec. Publ., 13, 71-88, (1965)
- DE FORD, R.K.: Grain Size in Carbonate Rock. - Amer. Assoc. Petrol.Geol., 33, 1921-1928, (1946)
- EVANS, G., KINSMAN, D.J.J. & SHEARMAN, D.J.: A Reconnaissance Survey of the Environment of Recent Carbonate Sedimentation along the Trucial Coast, Persian Gulf. - Deltaic and Shallow Marine Deposits, 1, 129-135, Elsevier, (1964)
- EVANS, G. & SHEARMAN, D.J.: Recent Celestine from the Sediments of the Trucial Coast of the Persian Gulf. - Nature, 202, No. 4930, 385-386, (1964)
- FABRICIUS, F.H.: Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. - (1966), in FÜCHTBAUER und MÜLLER (1970)
- FAIRBRIDGE, R.W.: Regional Aspects of Carbonate Deposition. - Soc. Economic Paleontologists and Mineralogists, spec. pub. 5, Tulsa, Oklahoma, (1957)
- FLÜGEL, H.W. & WEDEPOHL, H.H.: Die Verteilung des Strontiums in oberjurassischen Karbonatgesteinen der Nördlichen Kalkalpen. - Contr. Miner. Petrol., 14, 228-249, (1967)
- FOLK, R.L.: A Comparison Chart for Visual Perception estimates. - J. Sediment. Petrol., 21, 32-33, (1951)
- Practical Petrological Classification of Limestones. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 43, 1-38, (1959)
- FRANK, M.: Zur Bildungsgeschichte der oberen Trias am Nordrand der Kalkalpen zwischen Oberstdorf und Schliersee (1934), in KRAUS (1951)
- Zur Fazies und Bildung der Trias in den Nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Salzach.- (1935) in KRAUS (1951)
- FÜCHTBAUER, H. & GOLDSCHMITT, H.: Beziehungen zwischen Ca-Gehalt und Bildungs-Bedingungen der Dolomite. - Geol. Rdsch., 55, 29-40, (1965)
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sedimente und Sedimentgesteine. - 726 S., Schweizerbarth, Stuttgart, (1970)
- GERMANN, K.: Die Technik des Folienabzuges und ihre Ergänzung durch Anfärbemethoden. - N.Jb.Geol.Paläontol. 121, 293-306, (1965)

- GERMANN, K.: Ablauf und Ausmaß diagenetischer Veränderungen im Wettersteinkalk, (alpine Mitteltrias). - Inaugural-Dissertation, Universität München, 122 S., (1966)
- Reworked Dolomite Crusts in the Wettersteinkalk (Ladinian, Alpine Triassic) as Indicators of Early Supratidal Dolomitization and Lithification.- Sedimentology, 12, 257-277, (1969)
- Schematische Klassifizierung von Karbonatgesteinen. - S. 13 in MÜLLER-JUNGBLUTH et al. (1969).
- HABER, G.: Bau und Entstehung der Bayerischen Alpen. - Deutsche Landschaftskunde Bd. 3, 16 Abb., 206 S., C.H. Beck, München, (1934)
- HRADIL, G. & FALZER, H.: Die Ölschiefer Tirols. - 121 S., 61 Fig., Barth, Leipzig, (1930)
- ILLING, L.V.: Bahaman Calcareous Sands. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 38, 1-95, (1954)
- ILLING, L.V., WELLS, A.J. & TAYLOR, J.C.M.: Penecontemporary Dolomite in the Persian Gulf. - Dolomitization and Limestone Diagenesis, SEPM Spec. Publ., 13, 89-111, (1965)
- JERZ, H.: Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). - Geologica Bavarica, 56, 3-102, (1966)
- KINSMAN, D.J.J.: The Recent Carbonate Sediments near Halat El Bahron, Trucial Coast, Persian Gulf. - Deltaic and Shallow Marine Deposits, 1, 185-192, Elsevier, (1964)
- KOCKEL, C.W., RICHTER, M. & STEINMANN, H.G.: Geologie der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. - Wiss. Veröff. D. u. Oe., Alpenverein, 10, 231 S., Innsbruck, (1931)
- KORNICKER, L.S. & PURDY, E.G.: A Bahamian Faecal-Pellet Sediment. - J.Sediment.Petrol., 27, 126-128, (1957)
- KRAUS, E.: Die Baugeschichte der Alpen. - I. Teil, 138 Abb., 16 Taf., 5 Kunstdruckblätter, 552 S., Akademie-Vlg., Berlin, (1951)
- KÜHN, G.: Zur Geologie des Gebietes um Berwang/Ausserfern in Nord-Tirol. - Unveröff. Dipl.Arbeit, F.U.Berlin (1969)
- KUHNERT, C.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8431, Linderhof, Blatt Nr. 8432, Oberammergau. - Bayerisches Geologisches Landesamt, München, (1967)

- KULP, J.L., TUREKIAN, K.K. & BOYD, D.W.: Strontium Content of Limestones and Fossils. - Bull. Geol. Soc. Am., 63, 710-716, (1952)
- LEIGHTON, M.W., & PENDEXTER, C.: Carbonate Rock Types. - (1962) in BISSELL und CHILINGAR (1967)
- LOGAN, B.W., REZAK, R. & GINSBURG, R.N.: Classification and Environmental Significance of Algal Stromatolites. - (1964), in FÜCHTBAUER und MÜLLER (1970)
- MILLER, H.: Die tektonischen Beziehungen zwischen Wetterstein und Mieminger Gebirge. - N.Jb.Geol. Paläont. Abh., 118, 291-320, (1963)
- MOORE, R.C.: Treatise on Invertebrate Paleontology. - Part Q, Arthropoda 3, Geol. Soc. Amer. u. University of Kansas Press, 442 S., (1961)
- MÜLLER, G.: Methoden der Sediment-Untersuchung. - 303 S., Schweizerbarth, Stuttgart, (1964)
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.U.: Sedimentary Petrologic Investigation of the Upper Triassic "Hauptdolomit" of the Lechtaler Alps, Tyrol, Austria. - Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe, 228-239, Springer, 1968
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.U. & TOSCHEK, P.H.: Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen. - Veröff. der Univ. Innsbruck 8, Alpenkundliche Studien, 32 S., (1969)
- NEUMANN, A.C., GEBELEN, C.D. & SCOFFIN, T.P.: The Composition, Structure and Erodability of Subtidal Mats, Abaco, Bahamas, J. Sediment. Petrol., 40, No. 1, 274-297, (1970)
- NOLL, W.: Geochemie des Strontiums usw., - Chemie der Erde 4 95 Abb. u. 5 Taf., S. 507-600, Jena, 1933/34
- PLUMLEY, W.J., RISLEY, G.A., GRAVES, R.W.Jr. & KALEY, M.E.: Energy Index for Limestone, Interpretation and Classification (1962), in BISSELL u. CHILINGAR (1967)
- PROCTOR, P.D. & CLARK, D.L.: The Curley Limestone - An unusual Biostrome in Central Utah. - J. Sediment. Petrol., 26, 313-321, (1956)
- SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Ablagerungsgefüge. I u. II. - Tschermaks Min. Petrol. Mitteil., 48, 27-139, 141-209, (1936)
- SANDER, N.J.: Classification of Carbonate Rocks of Marine Origin. - Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 51, No. 3, 3 Tab., 325-336, (1967)
- SANDERS, J.E. & FRIEDMAN, G.M.: Origin and Occurrence of Limestone. - Developments in Sedimentology 9 A, 196-265, Elsevier, (1967)

- SCHERREIKS, R.: Photogeologische und Geologische Untersuchungen in der Lorea-Gruppe (in den Östlichen Lechtaler Alpen). - Unveröff. Dipl. Arbeit, 74 S., Univ. München, (1967)
- Coelestin-Versteinerungen im Hauptdolomit der Östlichen Lechtaler Alpen. - Naturwissenschaften, 7, 353-354, (1970)
- SHINN, E.A., GINSBURG, R.N. & LLOYD, R.M.: Recent Supratidal Dolomite from Andros Island, Bahamas - Dolomitization and Limestone Diagenesis. - SEPM spec. Pap., 13, 112-123, (1965)
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Erzlagerstätten. - Kurzvorl., 10 Abb., 54 Tab., 371 S., Gustav Fischer-Vlg., Stuttgart, 1962
- SIEGEL, F.R.: Variations of Sr/Ca Ratios and Mg Contents in Recent Carbonate Sediments of the Northern Florida Keys Area. - J. Sediment. Petrol., 31, 336-342, (1961)
- TAFT, W.A.: Modern Carbonate Sediments. - Developments in Sedimentology 9 A, 29-50, (1967)
- TERRY, R.D. & CHILINGAR, G.U.: Summary of Concerning some Additional Aids in Studying Sedimentary Formations. - by M.S. SHVETSOV, J. Sediment. Petrol., 25, 229-234, (1955)
- TRUSHEIM, F.: Die Mittenwalder Karwendelmulde. - wiss. Veröff. des D. Oe. Alpenver., 7, 69 S., Innsbruck, (1930)
- TUREKIAN, K.K. & KULP, J.L.: The Geochemistry of Strontium. - Geochimica et Cosmochimica Acta, 10, 245-296, (1956)
- VIDAL, H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des Nordwestlichen Wettersteingebirges und seines Nördlichen Vorlandes. - Geologica Bavarica, 17, 56-88, (1953)
- WELLS, A.J. & ILLING, L.V.: Present Day Precipitation of Calcium Carbonate in the Persian Gulf. - Deltaic and Shallow Marine Deposits, 1, 429-435, Elsevier, (1964)
- ZENGER, D.H.: Calcite-Dolomite Ratios vs. Insoluble Content in Lockport Formation u.s.w.. - J. Sediment. Petrol., 35, 262-265 (1965)
- ZITTEL, K.A.v.: Grundzüge der Paläontologie I. Abt., Invertebrata. - 1367 Abb., 733 S., Oldenbourg, München und Berlin, (1924)

LEBENS LAUF

Am 25. Juni 1939 wurde ich, Franz Rudolph Scherreiks in New York City geboren. Meine aus Deutschland in die Vereinigten Staaten eingewanderten Eltern sind Franz Eduard Scherreiks, gebürtig aus dem Landkreis Tilsit bei Königsberg/Ostpreußen und dessen Ehefrau Marie Barbara, geborene Schreiner aus Ebensfeld bei Bamberg. Mein Vater ist als Management Director einer New Yorker Baufirma tätig.

Im September 1945 begann ich mit der üblichen Schulausbildung in public und high school. Im Sommer 1957 erhielt ich das "Academic Diploma", das mich zum Studium an einer Universität berechtigte. Ich begann mein Studium am "Hunter College of the City University of New York", wo mir im Juni 1962 der akademische Grad B.A.Soc.Sc. (Hauptfach Geologie) verliehen wurde. Mit Beginn des Sommer-Semesters 1963 setzte ich mein Studium an der Ludwig-Maximilians-Universität in München fort. Hier erwarb ich im Juli 1967 auf Grund der Diplom-Hauptprüfung das Diplom für Geologie.

Seit dem Herbst 1967 arbeite ich an meiner Dissertation. Gleichzeitig war ich von April bis Oktober 1968 und von Juli 1970 bis 31. Dezember 1970 Verwalter der Dienstgeschäfte eines wissenschaftlichen Assistenten am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München. Vom Januar 1969 bis Juni 1970 arbeitete ich als Lehrbeauftragter am Geology Department der Universität von Maryland in München. Ab 1. Januar 1971 bin ich Angestellter bei der Bayerischen Staatssammlung für Allgemeine und Angewandte Geologie in München.

Meine akademischen Lehrer in München waren:

G. ANGENHEISTER, J. BODECHTEL, R. DEHM, G. FISCHER, H. HAGN, H. JAGODZINSKI, E. KRAUS, A. MAUCHER, G. MENZER, F. NEUMAIER, H.-J. SCHNEIDER.

